

密级: _____



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

硕士学位论文

三维激光扫描技术在山地冰川物质平衡研究中的应用初探

作者姓名: _____ 徐春海 _____

指导教师: _____ 王飞腾 副研究员 _____

_____ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 _____

学位类别: _____ 理学硕士 _____

学科专业: _____ 地图学与地理信息系统 _____

培养单位: _____ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 _____

2016年5月

Preliminary Study of Mountain Glacier Mass Balance
based on Three Dimensional Laser Scanning Techniques

By

Xu Chunhai

A Dissertation Submitted to

University of Chinese Academy of Sciences

In partial fulfillment of the requirement

For the degree of

Master of Science

Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research

Institute, Chinese Academy of Sciences

May, 2016

原创性声明

本人声明所提交的学位论文，是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。

研究生签名：_____

日期：_____

关于学位论文使用授权的说明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归属中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。本人完全了解中国科学院寒区旱区环境与工程研究所有关保存、使用学位论文的规定，同意我所保存或向国家有关部门及机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权中国科学院寒区旱区环境与工程研究所可以将学位论文的全部或部分内 容编入有关数据库进行检索，可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离所后发表、使用论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。

保密论文在解密后应遵守此规定。

研究生签名：_____

日期：_____

导师签名：_____

日期：_____

摘要

冰川对气候变化极其敏感，在气候变暖的背景下，全球山地冰川呈现不同程度的退缩。冰川物质平衡是冰川对气候变化最直接的反映，其动态变化引起冰川形态以及融水径流的变化。冰川物质平衡观测是研究冰川变化及其对气候变化响应机理的基础，由于冰川面积庞大或冰面地形险峻使得直接物质平衡观测（花杆/雪坑法）工作开展难度大。三维激光扫描技术又称“实景复制技术”，能快速、精准、高密度、无接触地获取目标物体表面的三维信息，是继 GPS 技术之后测绘界又一次革命技术，通过该技术获取的不同时期冰川区高质量 DEM，可以精确计算冰川冰量变化，是对直接物质平衡观测的有效补充。目前相关研究较少，本文尝试利用该技术获取冰川物质平衡。

以祁连山黑河流域十一冰川为例，利用机载三维激光扫描数据（Light Detection And Ranging, LiDAR）和 SRTM DEM 数据，在 LiDAR 点云数据预处理、高程数据配准和校正、误差评估的基础上，建立了冰川物质平衡计算流程。表明：2000~2012 年十一冰川冰面高程变化为 -7.47 ± 0.92 m，变化率为 -0.62 ± 0.08 m a⁻¹，估算十一冰川的年均物质平衡为 -0.53 ± 0.07 m w.e，累计物质亏损达 -6.35 ± 0.78 m w.e.，折合水当量约为 $(330.4 \pm 40.8) \times 10^4$ m³；通过与十一冰川实测物质平衡及祁连山其他典型监测冰川物质平衡计算结果的对比和分析，论证了本研究结果的可靠性。

利用地面三维激光扫描仪获取扫描数据，在数据预处理的基础上建立了冰川物质平衡计算流程。以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川为例，提取了该冰川面积变化参数、末端长度退缩参数、冰面高程变化参数，并计算该冰川夏季物质平衡。2015 年 4 月冰川面积为 1.56 km²，9 月份为 1.55 km²；整个夏季 1 号冰川东支长度变化为 9.15 m，西支长度变化为 5.29 m，冰面高程变化值为 -1.16 ± 0.03 m，物质平衡为 -1.028 ± 0.03 m w.e.；东西支末端长度变化值与野外实测结果分别相差 2% 和 0.9%，物质平衡计算值与直接物质平衡观测结果相差 8.5%。考虑到地面三维激光扫描仪野外作业中的各种误差，表明该技术在冰川测绘中具有独特的优势。

关键词：物质平衡，大地测量法，误差评估，数字高程模型，三维激光扫描技术

Abstract

Glacier is extremely sensitive to climatic changes, under the background of climate warming, different level of mountain glacier retreating has been occurring on a global scale. Glacier mass balance is the most direct reflection of climate, and its dynamic fluctuation can cause the changes of glacier morphological character and melt water runoff. Glacier mass balance observation is the basis for us to study glacier changes and its response mechanism of climate, due to the large area or steep terrain of glacier, making the direct observation of mass balance is difficult. Three dimensional(3D) laser scanning techniques also called “Real copy techniques”, which can obtain the object three dimensional information in rapid, accurate, high density and no contact ways, and is a another big revolution after GPS technology. Based on 3D laser scanning techniques, we can achieve highly quality raster DEMs of glacierized region for different period, and then estimate the glacier volume changes via this DEMs. At present, correlative research reports are few, in this article, we attempt to use this technique to calculate glacier mass balance.

Based on Airborne Laser Scanning (Light Detection And Ranging, LiDAR) point cloud data and SRTM(Shuttle Radar Topography Mission) DEM, taking Shiyi Glacier in the Heihe River Basin as an example, we estimate glacier mass balance. Firstly, LiDAR point cloud data process, which include filtering、classification and interpolation. Triangulated irregular network (TIN) filtering algorithm can easily realize the point cloud data filtering, obtaining ground point cloud data with higher precision, base on TIN filtering algorithm, we obtain the ground point cloud. And LiDAR raster DEM data generation is based on Natural neighborhood interpolation method. Then, we establish the glacier mass balance extracting processes, including elevation data registration and correction、error assessment. Results show that the ice elevation change of Shiyi Glacier is -7.47 ± 0.92 m from 2000 to 2012, with a glacier thinning rate of 0.62 ± 0.08 m a⁻¹. Estimation of average mass loss of Shiyi glacier is -0.53 ± 0.07 m w.e.a⁻¹, cumulative mass loss of the glacier is -6.35 ± 0.78 m w.e., which is about $(330.4 \pm 40.8) \times 10^4$ m³ water equivalent. Comparison of typical monitoring

glacier, the reliability of the results is verified.

Taking Urumqi Glacier No.1 as a case, Terrestrial Laser Scanning point data are used to extract glacier area、 length、 surface elevation changes parameter, including summer mass balance in 2015. Result show that in April and September glacier area is 1.56 km^2 and 1.56 km^2 , respectively; glacier length retreating for east and west branch is 9.15 m and 5.29 m, respectively; the average change in glacier thickness is -1.16 ± 0.03 m, summer mass balance in 2015 is -1.028 ± 0.03 m w.e.; Comparison of field surveying data, the deviation of glacier length retreating for east and west branch is 2% and 0.9%, respectively, mass balance is 8.5%. Taking all errors in Terrestrial Laser Scanning data acquisition process into consideration, indicating this technology has a unique advantage in glacier surveying and mapping.

Keywords: mass balance, geodetic method, error estimation, Digital Elevation Model, Three Dimensional Laser Scanning Techniques

目录

摘要	I
Abstract	II
目录	IV
第一章 绪论	1
1.1 选题背景及意义	1
1.2 冰川测绘及大地测量法冰川物质平衡国内外研究进展	3
1.3 三维激光扫描技术在冰川物质平衡监测中的研究现状	5
1.4 研究内容和技术路线	6
1.4.1 研究内容	6
1.4.2 技术路线	7
1.5 论文结构	8
第二章 研究区概况	9
2.1 祁连山黑河流域十一冰川概况	9
2.2 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川概况	10
第三章 数据与方法	13
3.1 机载三维激光扫描系统及数据采集	13
3.1.1 机载三维激光扫描系统构成及测量原理	13
3.1.2 机载三维激光扫描数据采集情况	14
3.2 地面三维激光扫描系统及数据采集	16
3.2.1 地面三维激光扫描系统及测量原理	16
3.2.2 地面三维激光扫描仪数据采集情况	18
3.3 其它数据	20
3.3.1 花杆/雪坑法物质平衡观测数据和气象数据	20
3.3.2 数字高程模型数据和遥感影像	21
3.4 数据预处理与冰川物质平衡计算方法	23
3.4.1 机载三维激光扫描数据预处理	23
3.4.2 地面三维激光扫描数据预处理	25
3.4.3 花杆雪坑法物质平衡计算	30
3.4.4 大地测量法物质平衡计算原理	31
第四章 近十年祁连山十一冰川物质平衡变化特征	35
4.1 花杆雪坑法物质平衡计算	35
4.1.1 年物质平衡变化特征	35
4.1.2 平衡线高度和积累区面积比率	35
4.2 基于大地测量法的近十年十一冰川物质平衡变化特征	36
4.2.1 十一冰川面积参数的确定	36
4.2.2 DEM 高程数据配准和校正	37
4.2.3 冰川物质平衡评估	39
4.3 大地测量法物质平衡评估结果的对比分析与验证	40
4.4 本章小结	42
第五章 1 号冰川 2015 年夏季物质平衡监测结果	44

5.1 利用地面三维激光扫描数据提取冰川变化参数.....	44
5.1.1 冰川面积变化参数提取.....	44
5.1.2 冰川长度变化参数提取.....	45
5.2 冰川物质平衡计算.....	46
5.2.1 精度分析与评估.....	46
5.2.2 乌河 1 号冰川夏季冰面高程变化特征.....	46
5.2.3 冰川物质平衡评估及验证.....	47
5.3 本章小结.....	48
第六章 结论与展望.....	50
6.1 主要结论.....	50
6.2 不足与展望.....	51
参考文献.....	53
个人简介.....	59
致谢.....	61

第一章 绪论

1.1 选题背景及意义

冰冻圈（积雪、河湖冰、海冰、冰川、冰盖、冰架、冻土等）通过影响其表层能量收支、水分循环、初级产量、气体交换以及海平面变化，在全球气候系统中扮演着非常重要的角色^[1]。冰川是冰冻圈的重要组成部分，它是高寒地区多年降雪和其它固态降水积累、演化形成的具有流动状态的冰体，是地球表层水体的重要组成部分，被称作为固体“水库”^[2]。近百年来，全球气候系统明显变暖，出现加速升温趋势，IPCC第五次评估显示1880~2012年全球平均气温升高0.85℃（0.65~1.06℃），北半球1983~2012年的气温较1850~1900升高0.78℃，最近这30年可能是1400年以来气温最高的十年^[1]。在全球气候变化的背景下，亚洲地表平均气温呈现明显的上升，1961~2014年，平均每10年升高0.28℃^[3]。受气候变暖的影响，全球山地冰川在最近几十年随着物质的亏损出现不同程度的退缩，冰川退缩导致冰川融水增加，是江河水系（特别是西北内陆河）的重要补给来源，是人们生产生活和工农业发展的命脉^[4-5]；冰川提供融水补给的同时还会引发一些冰雪灾害（如冰川泥石流、冰湖溃决等），妨碍交通和工农业发展^[6]，如2015年中国境内西昆仑山公格尔九别峰北坡发生冰川跃动和冰崩，造成周边1.5万亩草场、上百头牲畜消失，产生了极为严重的后果；冰川加速消融引起的海平面升高对沿海城市的发展产生重要威胁^[7-8]，1993~2010年间，冰川变化对海平面的贡献高达0.76 mm a⁻¹，仅次于海洋热膨胀^[1]。因此冰川消融的定量化研究具有十分重要的科学意义和价值。

我国冰川资源丰富，分布于中国境内的冰川达46000余条，总面积为59425 km²，总储量5600 km³，是世界上中、低纬度地区冰川最发达的国家^[9]。我国西部冰川分布区是高亚洲十条大江大河的水资源形成区，冰川对这些江河水资源的形成与变化有着十分重要的影响^[10]。特别是我国西北干旱区，它深居亚欧大陆板块中心，远离海洋，气候干燥，是我国境内最为干旱的区域，高山高原与山前平原盆地相间的地形特征，形成了地球干旱地带独具特色的水文和水资源系统，外缘山区的降水、冰雪融水是山前平原水资源的主要来源，成为干旱地带的“水塔”^[11]。近半个世纪以来，由于气候变暖使得冰川加速消融，对河川径流产生了

深刻的影响，针对冰川加速消融亟需开展深入定量的研究^[12]，冰川物质平衡是冰川积累和消融量最直接的反映，对冰川的一系列物理性质和冰川变化有着深刻的影响，是连结冰川与气候、水文水资源的纽带^[13]。据 Georg Kaser 等^[14]，冰川物质平衡的获取方法主要有花杆雪坑法、大地测量法、水文学法、流动模型法等，目前冰川物质平衡主要还是通过花杆雪坑法进行长期的野外观测获取，该方法被广泛接受^[15-16]，但该方法对人力、物力依赖性大，山地冰川大多发育在气候条件恶劣的偏远山区，在我国和世界上的其它地区，仅有少数冰川被长期监测，长时间序列的冰川变化资料非常有限^[17]，截止到现在，世界上约有 340 条冰川进行过直接的物质平衡观测，超过 20 年观测年限的冰川仅有 70 条，世界冰川监测服务处（WGMS）发布的全球 226 条冰川物质平衡，平均观测年限仅为 15 年，并且这些冰川多数分布于欧洲和北美等地，亚洲地区很少^[18-19]。在我国境内，仅天山乌鲁木齐河源 1 号冰川具有长时间序列的物质平衡观测数据^[20]，虽然直接观测法具有较高的精度，但花杆的沉降、人为观测误差、花杆的分布都会对结果产生重要的影响，特别是花杆布设，很多冰川雪线以上区域地形陡削、存在冰裂隙或冰体面积庞大，这些都无疑会加大花杆布设的难度，在此情况下，冰川物质平衡计算的精度会受到很大的影响^[21]。为弥补花杆观测方面的缺陷，许多学者采用模型的方法进行单点物质平衡的外推，度日物质平衡模式随着时间分辨率的提高，模拟效果不佳，并且受地形因素的影响^[22-24]；能量物质平衡虽然考虑到地形因素，但需要较多的能量项观测参数，使得野外观测实施起来存在很多困难^[24]。

针对物质平衡观测中的缺陷，我们亟需借助其他技术手段，对传统物质平衡观测资料进行补充和修正。大量研究表明，大地测量法是目前最为成功的物质平衡观测方法，通过对比不同时期冰川冰面高程的变化获取冰川物质平衡^[14,25-27]，该方法的基本前提是：在较短的时期内，冰川区底部基岩的形态稳定且冰川近表层雪冰密度没有大的变化^[25]，而近半个世纪以来冰川普遍处于亏损状态，相对于冰川消融的数量级，该前提下的计算误差基本可以忽略不计，因而物质平衡提取精度的主要取决于冰面高程数据。近些年来，遥感技术的快速发展及开源数字高程模型（Digital Elevation Mode, DEM）的发布，有力推动了该方法在冰川物质平衡监测中的研究^[25,28]。目前，即可以利用航空摄影测量、地面立体摄影测量、平板仪、经纬仪、全站仪、差分 GPS 等传统的测绘技术获取冰川区地貌^[29-31]，

也可基于合成孔径雷达、ICESat/GLAS、光学立体相对、重力卫星、三维激光扫描等遥感技术提取冰川区 DEM^[32-35]。相对于传统的测绘法，遥感技术省时省力，能够克服人工观测困难的问题，但很多遥感数据空间分辨率和垂直精度低，特别是地形复杂区域，同时数据获取周期上受到限制，严重影响了大地测量法物质平衡的精度。受成本和技术限制，诸如合成孔径雷达、三维激光扫描技术等冰川物质平衡中的研究还非常少，因此，采用先进的对地观测技术获取高精度的 DEM 数据，减小大地测量法物质平衡估算的不确定性、定量刻画冰川的消融量具有十分重要的科学意义。

1.2 冰川测绘及大地测量法冰川物质平衡国内外研究进展

早期受技术与观测手段的限制，获取冰川地貌信息主要是平板仪测量、立体摄影测量，随着经纬仪、全站仪、GPS-RTK 等被逐渐应用于冰川三维信息测量中，特别是 GPS-RTK 技术的发展，改变了冰川测绘的面貌，使得获取冰面高程数据的精度得到很大程度的提高。在中国冰川学研究中这些测量方法提供过不少研究区域珍贵的冰川地形资料，如天山乌鲁木齐河源 1 号冰川不同时期的大比例尺冰川地形图，我国学者曾根据该冰川的 1962~2009 年 8 期地形测绘资料计算了该冰川各时段的累积物质平衡，并与传统花杆雪坑法物质平衡观测资料作对比^[36]；上官冬辉等利用羊龙河 1 号冰川和 5 号冰川 1956 年地形图和 2007 年 GPS-RTK 测量技术获取的冰川冰面高程数据提取两条冰川该时段的厚度变化信息^[37]；张迎松等利用地形图和 GPS-RTK 数据研究祁连山老虎沟 12 号冰川 1957~2007 年冰面高程变化^[38]；马凌龙结合差分 GPS 数据、雷达测厚数据、历史地形图及遥感影像等研究了近 30 多年喜马拉雅山中段希夏邦马地区抗物热冰川的面积、体积和厚度变化^[39]。国外，Jorge Strelin 等^[40]通过重复摄影测量得到 Martial Este 冰川 1984~1998 年的消融量为 $(0.64 \pm 0.02) \times 10^6 \text{ m}^3$ ，折合成冰川物质平衡为 $(0.59 \pm 0.02) \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ w.e.}$ ；Liss M.anderassen^[41]采用 1940 年、1951 年、1968 年、1984 年和 1997 年 1:10000 的地形图数据，提取挪威中部龙通黑门山 Storbreen 冰川的各时段的物质平衡数据，并与传统花杆雪坑法观测的各时段累计物质平衡结果相比较，结果发现 1940~1951 年和 1968~1984 时段实测物质平衡结果与地形图提取的结果相一致，而 1951~1968 年和 1984~1997 时段实测累计物

质平衡较测地法亏损严重,主要是 1941~1951 年冰川上部区域地形图等高线的精度较低; Beedle M J 等^[41]对比分析了直接物质平衡观测和重复摄影测量法、GPS-RTK 物质平衡观测方法,大地测量法(摄影测量法、GPS-RTK)因省时省力在冰川物质观测中优于直接观测法,该方法更适用于计算冰川的年物质平衡,但由于其未考虑冰川的流动性而从不能计算冰川的物质平衡变化梯度。

遥感技术的不断发展使得各种光学遥感数据(KH-4 Corona、ASTER、SPOT、KH-9 Hexagon 等)、雷达测高数据(SRTM、ICESat/GLAS、Jason-1&2、TOPEX/Poseidon、ERS-1&2、ALOS/PALSAR等)、重力卫星测量数据(GRACE 卫星、GOCE卫星、CHAMP卫星等)等被逐渐应用于冰量变化研究中。宗继彪等^[42]基于ICESat/GLAS、SRTM数据计算得到2000~2009青藏高原纳木尼冰川平均减薄速率为 0.63 ± 0.32 m/a,与差分GPS计算得到2008~2010年冰川的减薄速率 0.65 ± 0.25 m/a接近;吴红波等^[43]利用ICESat卫星数据计算得到2003~2009年念青唐古拉山脉冰川平均减薄 8.39 ± 0.45 m;吴红波,王宁练等^[44]利用ICESat-GLAS和SRTM数据计算得到2003~2009年西昆仑山冰川平均物质平衡为 0.25 ± 0.12 m w.e. a^{-1} ; D. H. Shanguan等^[45]利用1975年的KH-9 Hexagon数据、1999年的SRTM3数据、2006年的ALOS PRISM和2007年SPOT-5高分辨率立体相对数据得到天山地区南伊尼尔切克冰川和北伊尼尔切克冰川1975~2007年间平均物质平衡分别为 0.43 ± 0.01 m w.e. a^{-1} 和 0.25 ± 0.01 m w.e. a^{-1} ;翟宁等^[46]利用GRACE反演南极物质平衡;杨元德^[47]等利用GRACE卫星数据反演2003~2007南极冰盖雪冰消融量。

国外相关方面的研究较多, Pieczonka 等^[48]利用 1976 年的 KH-9 Hexagon 数据、2000 年 SRTM 和 2009 年的 SPOT5 立体像对数据研究天山中部塔里木河流域的冰川物质平衡变化特征,结果表明,1976 年以来很多冰川都处于消融状态,流域内两条最大的冰川—科尔卡尔冰川和西琼台兰冰川 1976-2009 年的物质平衡分别为 -0.27 ± 0.15 m w.e. a^{-1} 和 -0.43 ± 0.15 m w.e. a^{-1} ; Bolch 等^[49]基于 1962 年 Corona 数据和 2005 年的 ASTER 数据研究尼泊尔昆布喜马拉雅地区冰川的冰量变化; Berthier 等^[50]利用 2000 年的 SRTM DEM 和 2004 年 SPOT5 立体相对数据研究喜马拉雅山西段—喜马偕尔邦地区冰川物质平衡变化。Anandakrishnan S 等^[51]以喜马拉雅山冰川为例,探讨了 ICESat 数据在山地冰川物质平衡研究中的可行性,表明只要确保 ICESat 数据的质量,可以精确的获取冰川物质平衡变化; Jan

Kropáček 等^[52]基于 2003~2009 年间的 ICESat 数据计算了该时段 Grosser Aletschgletscher 冰川的平均物质平衡为 $-0.92 \pm 0.18 \text{ m w.e. a}^{-1}$ 。S. Baumann 等^[53]利用 GRACE 重力卫星数据计算了帕米尔和天山冰川物质平衡,重力卫星数据在冰川物质平衡中具有很高的可行性;Dorsi S W 等^[54]通过重力卫星研究山地冰川消融对海平面的贡献。

1.3 三维激光扫描技术在冰川物质平衡监测中的研究现状

可以看出,遥感技术的迅速发展,使得多源 DEM 数据在冰川物质平衡研究中被广泛应用,但很多遥感影像存在空间分辨率低、精度差、周期受限、数据昂贵等缺陷。如 Corona 虽然具有较高的空间分辨率,但垂直精度仅为 10m;而 ICESat/GLAS 数据虽然具有较高的垂直精度,但是水平分辨率低,一些回波数据存在饱和、重叠现象,影响了高程测量的精度;重力卫星在反演冰川物质平衡时其重力场模型存在一定的缺陷,一些干扰信号(如地震、火山等)会增加反演的难度和不确定性。遥感数据的质量直接决定了物质平衡反演的精度,三维激光扫描技术是测绘行业用于获取现实场景的一个行之有效的方法,传统测绘方法获取目标地物的离散点,而三维激光扫描技术可以获取整体表面的密集测量点,且具有较快的扫描速度(如 Riegl VZ-6000 地面三维激光扫描仪获取点云数据的速度每秒高达 30 万点);与此同时,三维激光以其非接触、精度高、自动化程度高、复杂环境测量等优点,成为获取地物高精度三维信息的主要手段,所以有人称“三维激光扫描系统”是继 GPS (Global Position System) 技术之后测绘领域的又一次革命技术。基于以上优势三维激光扫描技术可以很好地解决 DEM 数据分辨率低、精度差、周期受限等问题。三维激光扫描仪主要分为三类:机载(星载)激光扫描系统(Airborne Laser Scanning, ALS)、移动(车载)激光扫描系统(Mobile Laser Scanning, MLS)、地面激光扫描系统(Terrestrial Laser Scanning, TLS)^[55]。

国内目前关于三维激光扫描技术在山地冰川物质平衡变化监测中的应用较少,主要集中于工程技术领域,如古建筑修复与考古、滑坡变形监测、矿区地面沉降监测等^[56-58],仅限于国外有一些研究。A. Bauter 和 G. paar 通过在奥地利境内的陶恩山 Hinteres Langtalkar 石冰川的地面三维激光扫描实验发现,三维激光扫

描技术可以获取高精度的三维形变信息^[59]；Michael Avian 和 Arnold Bauer 借助地面三维激光扫描系统对奥地利 Pasterze 冰川冰面高程变化进行研究^[60]；Th.Geist 等^[61]讨论了机载激光扫描技术应用冰川冰量变化研究中，由于对整个冰川区来说具有很高的点云密度和 DEM 精度，能够高精度地定量刻画冰川面积和体积变化，使得该项技术在独立观测冰川物质平衡具有很高的前景；A.Fischer^[62]根据奥地利 6 条冰川直接测量的物质平衡资料、机载激光扫描数据、航空摄影测量数据、地面摄影测量数据，将大地测量法获取的 1953~2006 年 19 个时段的物质平衡数据与相应时段的直接物质平衡观测数据做对比，所有时段，大地测量法和直接测量的物质平衡结果分别为 $-0.5 \text{ m w.e.a}^{-1}$ 和 $-0.4 \text{ m w.e.a}^{-1}$ ，结果表明大地测量法物质平衡的精度取决于 DEM 的精度，摄影测量和机载激光扫描的精度分别为 2 m w.e. 和 0.02 m w.e. ；Lorenzo Rieg 等^[63]对比分析了直接物质平衡观测（消融花杆法）和机载激光扫描技术物质平衡监测，认为花杆观测法是一个行之有效的方法并且被广泛使用，但受经济成本、冰川区地势险峻等因素的影响导致能够布设花杆的冰川数量有限且单条冰川上布设的花杆数量也有限，同时花杆只能监测冰川表面的消融量，冰川内部和底部的消融过程以及由冰川动力作用引起的冰面变化不能够被监测到，多时相机载激光扫描数据能够提供高分辨率和高精度的冰川地形信息，从而能够获取冰川冰面高程变化和冰川物质平衡，且在一定程度上考虑到了冰川底部的消融作用。以上研究发现，三级激光扫描数据以其高精度、高分辨率能够在一定程度上弥补传统物质平衡观测中的缺陷，受数据资料限制，本文主要讨论机载三维激光扫描技术（LiDAR, Light Detection And Ranging）和地面三维激光扫描技术在冰川物质平衡监测中的应用，分别以祁连山黑河流域十一冰川（以下简称十一冰川）和在天山乌鲁木齐河源 1 号（以下简称 1 号冰川）冰川为例。

1.4 研究内容和技术路线

1.4.1 研究内容

本文主要内容分两个部分：

一是基于机载三维激光扫描数据的近十年十一冰川物质平衡构建。包括：机载三维激光扫描系统构成及其测量原理；葫芦沟流域机载三维激光扫描数据说明；点云数据经过滤波、分类及插值等预处理过程生成栅格 DEM，LiDAR DEM

和 SRTM DEM 高程数据的空间匹配误差和空间分辨率误差纠正、误差分析、大地测量法十一冰川物质平衡计算；近十年十一冰川物质平衡变化特征及其与十一冰川直接物质平衡观测（花杆/雪坑法）、祁连山典型监测冰川物质平衡的对比分析与验证。

二是利用地面三维激光扫描技术计算 1 号冰川 2015 年夏季物质平衡。主要包括：地面三维激光扫描系统构成、测量原理、1 号冰川数据采集情况介绍；地面三维激光扫描数据经过多站点点云数据坐标系统转换、多站点点云数据配准、多站点点云数据融合、数据滤波、数据抽稀、异常点人工剔除、数据裁剪、点云数据空间插值等预处理过程生成栅格 DEM；1 号冰川变化参数（面积、长度）提取，2015 年夏季冰面高程变化特征分析，冰川夏季物质平衡构建及其与直接物质平衡观测结果的对比分析和验证；并论述了地面三维激光扫描数据获取过程中的各种误差以及今后观测中应该注意的事项，制定了地面三维激光扫描仪获取冰川区地貌信息的优化方案。

1.4.2 技术路线

本文以三维激光扫描技术获取的冰川区点云数据，构建了黑河流域十一冰川和天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡，具体路线见图 1-1。

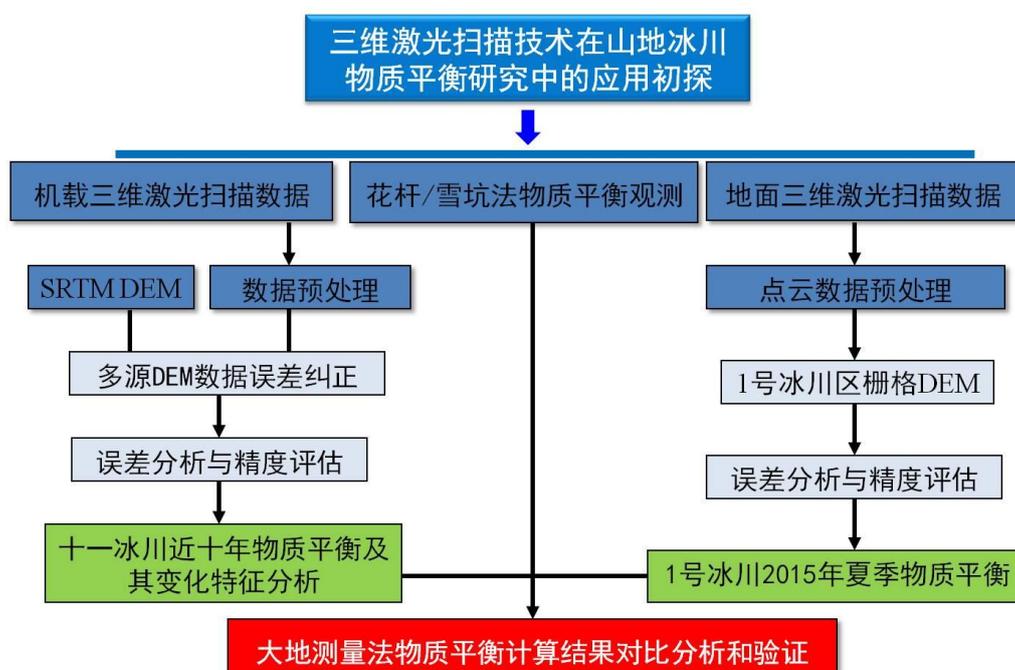


图 1-1 技术路线

Fig. 1-1 The technical route of glaciers mass balance estimation

1.5 论文结构

论文分为六章：

第一章 绪论。主要论述本文的选题背景及意义、冰川测绘及大地测量国内外研究现状、三维激光扫描技术在冰川物质平衡监测中的研究现状，并论述本研究的主要内容和技術路线。

第二章 研究区概况。系统介绍了祁连山黑河流域十一冰川和天山乌鲁木齐河源 1 号冰川。

第三章 数据与方法。数据部分详细说明了机载三维激光扫描系统及其测量原理、地面三维激光扫描系统及其测量原理、野外数据采集情况，并介绍实测物质平衡数据、气象数据、数字高程模型和遥感影像；方法部分分别论述了机载三维激光扫描数据预处理、地面三维激光扫描数据预处理、花杆/雪坑法冰川物质平衡计算原理、大地测量物质平衡计算原理。

第四章 近十年十一冰川物质平衡变化特征。包括近十年十一冰川物质平衡变化特征及其与十一冰川直接物质平衡观测结果（花杆/雪坑法）、祁连山典型监测冰川物质平衡结果的对比分析与验证。

第五章 1 号冰川 2015 年夏季物质平衡监测结果。包括 1 号冰川面积、长度参数变化特征、冰面高程变化特征分析，夏季冰川物质平衡构建及其与直接物质平衡观测结果的对比分析和验证；地面三维激光扫描数据获取过程中的各种误差以及今后观测中应该注意的事项，地面三维激光扫描仪获取冰川区地貌信息的观测方案的制定。

第六章 结论与展望。系统总结了本文的研究内容和所得到的主要结论，并对论文中存在的问题和研究难点进行了讨论，探讨了今后更深一步的研究工作。

第二章 研究区概况

2.1 祁连山黑河流域十一冰川概况

祁连山处于黄土高原、青藏高原和蒙新荒漠的交汇处，由许多呈西北-东南走向的平行山脉组成。山系全长约为 850 km，东至乌鞘岭，西达当金山口；南与柴达木盆地接壤，北侧抵达甘肃河西走廊，南北宽度 200~400 km。祁连山处于青藏高原季风区，夏季受东南湿润季风的影响，冬季受内蒙古干冷空气、西北寒流气流的影响，晴冷少雨^[64]。祁连山区海拔 4000 m 以上发育着大量的现代冰川，冰川融水补给是黑河、石羊河、疏勒河三大内陆河的重要补给，是河西内陆的重要水源地。

黑河流域地处祁连山中段北坡，流域全长 821 km，集水面积为 10009 km²，地势南高北低，海拔位于 1674~5103 m，是我国西北干旱区第二大内陆河流域。由于其景观类型完整、流域大小适中、生态环境问题典型，在我国内陆河流域具有很好的代表性，是我国目前进行水文集成研究和水资源管理的重点实验区和示范区。随着气温的升高，流域内冰川出现强烈消融，近 50 年冰川面积退缩率达 $-0.6\% a^{-1}$ ，冰川消融导致的融水径流变化对流域生态环境及可持续发展产生了深刻的影响^[65]。葫芦沟小流域（99°50'37"~99°53'54"E，38°12'14"~38°16'23"N）位于青海省祁连县境内，黑河上游流域，面积 23.1 km²，系黑河野牛沟的一级支流流域，是黑河的产流区和水源涵养区，流域地形复杂且起伏很大，坡度范围 0°~85°，具有明显的垂直地带性，海拔范围 2960~4820 m，此海拔范围包括了祁连山区海拔范围的 92%，具有很好的代表性。流域内共有 6 条冰川，总面积为 1.45 km²，十一冰川（5Y424B0004）是流域内最大的一条冰川，冰川对流域水文水资源、生态环境至关重要^[66]。

十一冰川（99°52'40"E，38°12'45"N）位于葫芦沟小流域的源头（图 2-1），目前冰川面积为 0.48 km²，最高海拔 4775 m，末端海拔 4320 m，朝向为正北，十一冰川分为东、西两支，东支为悬冰川，西支为小型山谷型冰川（图 2-2）。2010 年 10 月，开展了该流域上游冰川状况和建立代表性冰川长期监测体系的野外考察工作，将葫芦沟小流域内最大的一条冰川选为代表性冰川并命名为“十一”冰川，冰川表面布设了物质平衡和运动速度观测花杆网阵，截止目前已经对该冰川

开展连续了连续 6 年的物质平衡观测工作，获得了一批高质量的野外观测数据。

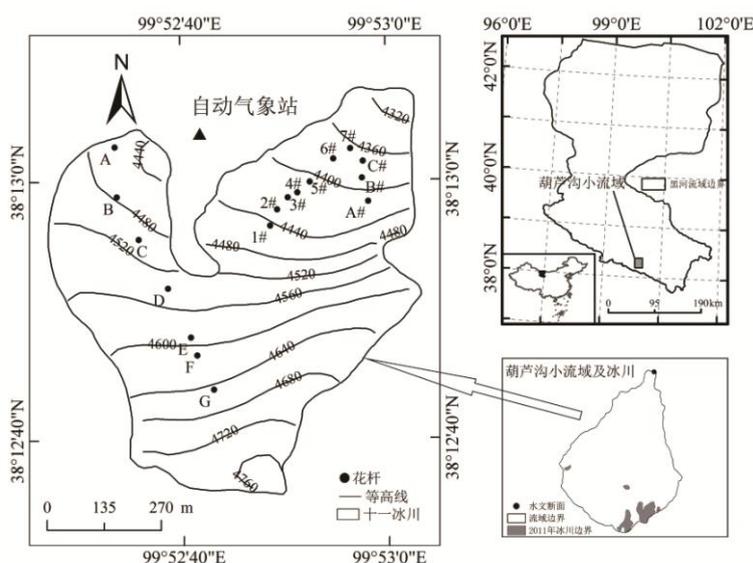


图 2-1 十一冰川地形、花杆布设及地理位置图

Fig.2-1 Topographic map, observation network and location of Shiyi Glacier

同时钻取了 12 米测温孔，用以研究该冰川的温度分布状况，并在冰川末端架设了自动气象观测站（ $99^{\circ}52'40''\text{E}$ ， $38^{\circ}13'1.4''\text{N}$ ，4452 m），以获取冰川区气象参数。根据考察结果，十一冰川冰体最大厚度为 70 m，活动层温度为 -8°C ，冰川运动速度 $2\sim 10\text{ m a}^{-1}$ 。目前整个黑河流域冰川平均面积约为 0.3 km^2 ，而整个祁连山冰川的平均面积也仅为 0.6 km^2 左右，多为悬冰川或小型山谷冰川。从各种参数来看，十一冰川是一条具有典型大陆型冰川（冷冰川）特征的小型山谷冰川，在祁连山甚至整个西北干旱区具有良好代表性，研究十一冰川物质平衡具有十分重要的意义，它能够较好的反映祁连山地区冰川的平均消融状况。



图 2-2 十一冰川西支悬冰川照片

Fig.2-2 Photography of Hanging glacier

2.2 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川概况

天山山脉全长 2543 km，横跨中国、吉尔吉斯斯坦、哈萨克斯坦和乌兹别克斯坦，南北向宽度介于 250~350 km，平均海拔为 5000 m，天山山脉发育有现在冰川 15900 余条，冰川资源极其丰富^[67]。乌鲁木齐河流域（86°45′-87°56′E，40°00′-44°07′N）地处天山中部，流域东面为板房沟流域，西面为头屯河流域。流域面积为 4684 km²，平均海拔为 3006 m，流域分布有现代冰川 155 条，总面积为 48.04 km²，以冰斗、悬冰川为主^[68-69]。在乌鲁木齐河流域源头即乌鲁木齐河源区，共发育 7 条冰川，乌鲁木齐河源 1 号冰川（86°49′E，43°07′N）的面积最大，冰川类型为冰斗—山谷冰川，冰川分为东西两支，朝向为东北，2012 年冰川测图面积为 1.59 km²，1 号冰川属于夏季积累型冰川，即冰川的消融和积累同时发生在夏季，在过去几十年由于气候变暖，一号冰川处于快速和加速退缩中，导致冰川末端海拔升高，该冰川东西支 1993 年发生完全分离^[70]。

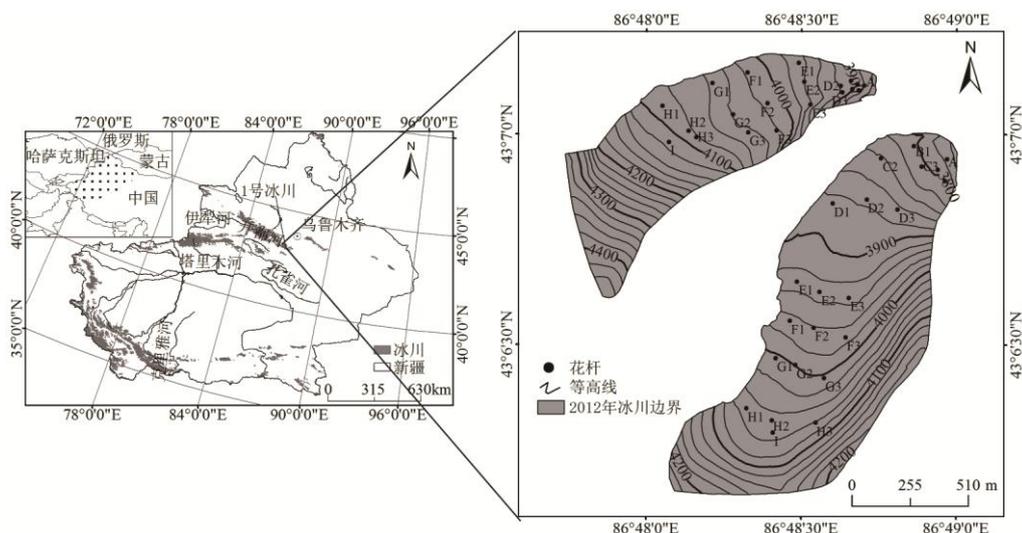


图 2-3 乌鲁木齐河源花地理位置及花杆布设

Fig. 2-3 Observation network and location of Urumqi Glacier No.1

1 号冰川是世界冰川检测服务处（WGMS）全球设立 10 条重点参照冰川之一，是我国观测时间最长、最为系统和全面的冰川。1 号冰川的物质平衡观测始于 1959 年，采用花杆/雪坑法进行观测，积累了一批高质量的物质平衡观测资料，由于冰川消融导致冰川面积减小，冰面坡度变陡，综合考虑各种因素并参照 WGMS 设立的物质平衡观测规范，1 号冰川东支布设有 8 排花杆，共 23 根，基本每排 3 根花杆，西支也是 8 排，共 21 根花杆，花杆平均密度为 27 根/km²，构成了冰川物质平衡花杆观测网阵（图 2-3），在消融区花杆一般长 5~6 m，积累区 3~4 m，铅直插入冰内。物质平衡的观测一般从当年的 9 月份开始计算，到次年

的 9 月份结束，其中当年的 9 月到翌年的 5 月观测的为冬物质平衡，翌年的 5 月到 9 月观测的为夏物质平衡，夏物质平衡需加密观测，一般在每月月初或月末进行一次观测^[71]。

第三章 数据与方法

本章分为两块：一是数据，三维激光扫描系统使用的是莱卡 ALS70 航空（机载）三维激光扫描系统（LiDAR）和 Riegl VZ-6000 地面三维激光扫描系统，下文分别从扫描系统构成、测量原理、数据采集情况等方面加以介绍；花杆/雪坑法物质平衡观测数据。二是方法，花杆/雪坑法物质平衡计算、三维激光扫描数据预处理、大地测量法物质平衡计算。

3.1 机载三维激光扫描系统及数据采集

3.1.1 机载三维激光扫描系统构成及测量原理

机载激光扫描系统由四个部分构成：激光测距系统，测出激光雷达的信号发射点到激光脚点之间的距离；惯性导航系统（INS），用来测定激光扫描装置的主光轴的空间姿态参数，包括主光轴的俯仰角（ φ ）、侧滚角（ ω ）和航向角（ κ ）3 个外方位姿态；动态差分 GPS（Differential Global Positioning System, DGPS）接收机用以获取激光发射点高精度的位置坐标，构成 IMU/GPS 复合姿态测量装置，提高姿态角（ φ , ω , κ ）的测角精度，同时提供导航控制数据，保证飞机按飞行航线高精度飞行，需要说明的是 LiDAR 系统需要很高的定位精度，采用的是载波相位差分 GPS 技术，又称为 RTK（Real Time Kinematic）技术，来记录地物信息的成像装置^[72] (图 2-1)。

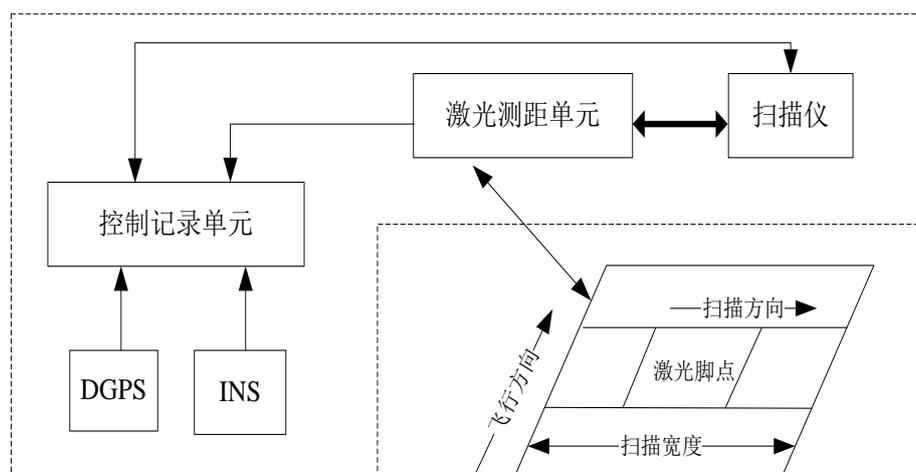


图 3-1 机载激光扫描系统构成 (Aloysius Wehr, 1999)

Fig.3-1 ALS system composed of modules

机载激光扫描系统基于欧氏空间的几何定位 (图 2-2)。传感器发射的激光信

号被目标物体反射后被激光接受装置获取，依据发射与接受的时间间隔，可算出传感器与目标物体间的空间距离。公式如下：

$$C=C_0/n \quad (3-1)$$

$$S=t*C/2 \quad (3-2)$$

其中， C_0 代表真空中的光速， n 是表空气折射率， t 为信号从发射到接收的时间间隔， S 传感器与地物的距离。

通过 GPS 获取的发射装置的三维坐标 (X_0, Y_0, Z_0) 求待测点 P 的三维坐标 (X, Y, Z) ，只需准确求出已知点和待测点的矢量(模、方向余弦)，公式(3-3)、(3-4)。

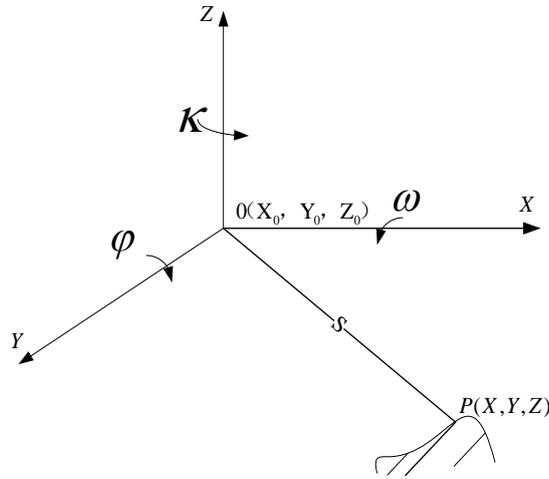


图 3-2 机载三维激光扫描系统测量原理

Fig.3-2 Measurement principle of airborne laser scanning

$$\begin{cases} X = X_0 + \Delta X \\ Y = Y_0 + \Delta Y \\ Z = Z_0 + \Delta Z \end{cases} \quad (3-3)$$

$$\begin{cases} \Delta X = (\varphi, \omega, \kappa, \theta, S) \\ \Delta Y = (\varphi, \omega, \kappa, \theta, S) \\ \Delta Z = (\varphi, \omega, \kappa, \theta, S) \end{cases} \quad (3-4)$$

式(2-3)中的方向余弦 ($\Delta X, \Delta Y, \Delta Z$) 可基于飞机俯仰角度 φ 、侧滚角度 ω 、偏航角度 κ 及观测方向与法线之间的夹角 θ 组成的矢量矩阵求出 (式 3-4)，参数 φ, ω, κ 由测量装置提供，距离 S 由激光测距系统提供。在参数已知的情況下就可以求出待测点的坐标 (X, Y, Z) [73]。

3.1.2 机载三维激光扫描数据采集情况

机载三维激光扫描系统采集的数据包括地面基准站的 GPS 数据、机载系统的 GPS 数据、IMU 数据、激光数据以及原始的影像数据等。其中，如 IMU 数据、

GPS 数据等是过程数据, 坐标数据、高程数据、回波强度等是结构数据。依据目前的硬件情况, 机载激光扫描系统提供的基本数据包括三维点云数据 (Cloud point data) 和强度信息数据, 依据搭载和配置的传感器不同, 很多机载激光扫描系统还能够提供全波形数据, 甚至多光谱数据^[74]。

早期机载三维激光扫描数据格式是各厂商自己定义, 通用性很差。为规范, 2003 年 5 月 9 日美国摄影测量与遥感学会 (American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, ASPRS) 提出了 LiDAR Data Exchange Format Standard (LDEFS) 1.0 标准, 发布了标准的 LiDAR 数据格式 las, 用以规范机载激光扫描系统的数据格式, 已为大多数厂商认可和使用。目前, las 共有四个版本, las1.0、1.1、1.2、2.0。las1.0 是一种开放的二进制格式数据, 用于存储 IMU、DGPS、激光测距数据生成的目标点的三维坐标数据, 包括: 公共数据板块(Public Header Block)、可变长数据记录(Variable Length Records)、点数据(Point Data)。发布于 2005 年的 las1.1 和 2008 年的 las1.2 标准格式延续了 las1.0 的框架, 在 las1.0 的基础上对一些字段的解释和组合进行了一些调整。2007 年 5 月发布的 las2.0 数据格式增加了 Point Record Metadata Block 的数据块, 记录了用户自定义的激光点云数据格式。las 格式的制定与发展, 推进了机载三维激光扫描技术的应用, 为数据的处理提供了良好的保障。

本研究所使用的数据是在“黑河流域生态-水文过程综合遥感观测联合试验”项目的支持下获取, 2012 年 7 月 25 日, 在黑河中上游的葫芦沟观测区域, 利用运 12 飞机, 搭载 Leica 公司生产的 ALS70, 开展了 LiDAR 航空遥感飞行试验(图 3-3)。系统最大飞行高度 5000 m, 最大扫描角 75°, 最大脉冲频率为 500 kHz, 最大扫描频率为 200 Hz, 激光波长为 1064 nm, 能够接受无限次回波记录, 内置莱卡 RCD30 数码相机, 配有 50 mm 和 80 mm 的镜头, 具有 RGB 及 CIR 四个波段, CCD 相机大小为 6 μm , 相幅大小为 7 kb \times 9 kb, 最小曝光时间为 1 s。该系统具有空中内插多脉冲技术, 可以确保在相同的飞行高下获取更高密度的点云数据。在葫芦沟流域共获取激光脚点数为 34007198 个, 点云格式为 las1.2, 平均点云密度为 1 点/平方米, 高程精度 2 cm, 全波型, 波型采样间隔 1 ns^[75-76]。数据源于中国科学院寒区旱区科学数据中心 (<http://westdc.westgis.ac.cn/>)。

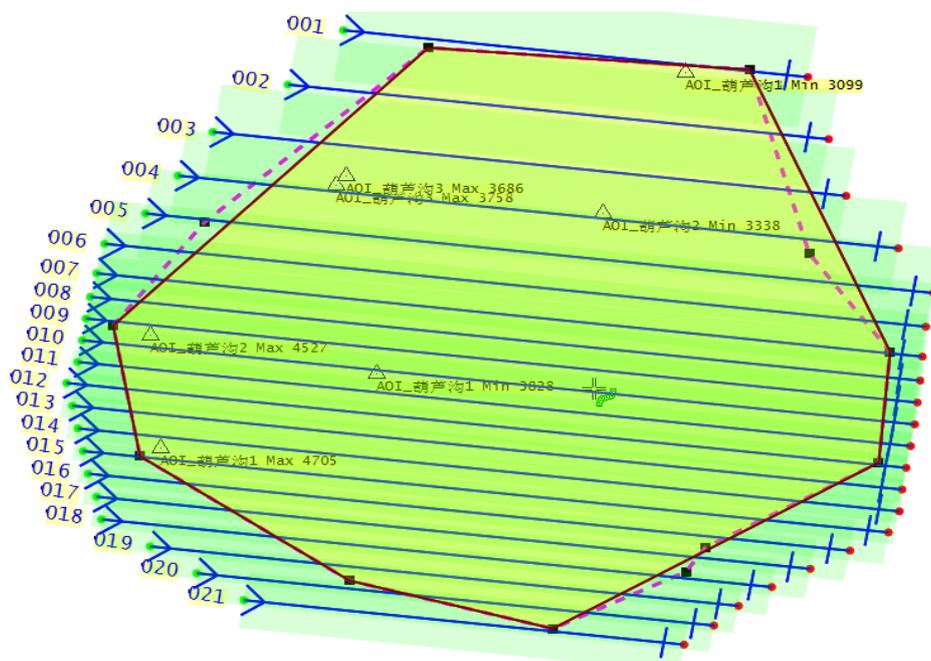


图 3-3 葫芦沟流域上游航线示意图

Fig.3-3 Airline of the upper Hulugou River Basin

3.2 地面三维激光扫描系统及数据采集

3.2.1 地面三维激光扫描系统及测量原理

本研究所使用的 Riegl VZ-6000 地面三维激光扫描仪，是奥地利瑞格激光测量系统公司最新推出的 V 系列三维激光扫描仪，该扫描仪由扫描系统、激光测距系统、GNSS 接收机、三角支架组成。扫描仪基于独一无二的数字化回波和在线分析功能，能够实现远达 6 km 的超长距离测量能力，获取点云数据的速度每秒高达 30 万点。同时扫描仪独一无二的多回波技术 (MTA)，使得单次激光脉冲回波可以记录光斑经过的所有目标的回波信息，脉冲回波信息被完整的保存且可以大大减少原始数据的大小；机身自带的倾斜补偿传感器，GPS L1 接收机、顶部的 GNSS 设备接口、数字磁罗盘使得高效的获取扫描数据和实时全球坐标拼接成为可能，扫描数据精度高达 15 mm，重复扫描精度达 10 mm，是当今冰川测绘中最为先进的设备之一（表 3-1）。

Riegl VZ-6000 采用脉冲激光测距法，获取目标地物三维信息的基本原理见图 3-4。激光脉冲发射器发射一束激光脉冲，激光脉冲到达目标物体后被反射回来被激光接收器接收，据此可以计算脉冲时间差 t ，根据仪器内部测量系统可以获得测量瞬间激光脉冲的纵向 (θ) 和横向扫描角度 (φ)，根据式 3-5、3-6 即可求出目标物体的三维坐标 (X, Y, Z)，其中 C 为脉冲传播速度^[77]。

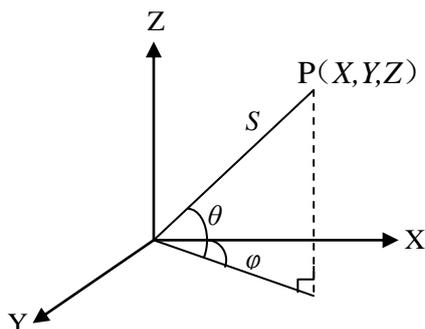


图 3-4 地面三维激光扫描系统测量原理

Fig.3-4 Measurement principle of terrestrial laser scanning

$$S = c * t / 2 \tag{3-5}$$

$$\begin{cases} X = S \cos \theta \cos \varphi \\ Y = S \cos \theta \sin \varphi \\ Z = S \sin \theta \end{cases} \tag{3-6}$$

表3-1 RIEGL VZ-6000 三维激光扫描仪测距性能

Table 3-1 Ranging performance of RIEGLVZ-6000 terrestrial laser scanner

测量原理	基于时间-飞行差脉冲测量，全回波，实时波形分析，全波形输出（可选的）			
激光最大发射频率 ¹⁾	30 kHz	50 kHz	150 kHz	300 kHz
有效测量频率 ¹⁾	23,000 meas./sec	37,000 meas./sec	113,000 meas./sec	222,000 meas./sec
最大测距 ²⁾	6,000 m ³⁾	6,000 m ³⁾	4,200 m ³⁾	3,300 m ³⁾
对于自然目标体	3,600 m	3,600 m ³⁾	2,400 m ³⁾	1,800 m ³⁾
物体反射率 $\rho \geq 90\%$ ²⁾				
物体反射率 $\rho \geq 20\%$ ²⁾				
每一激光脉冲测量的目标体最多数据量	15	15	10	9
精度 ⁴⁾⁶⁾	15 mm	15 mm	15 mm	15 mm
重复测量精度 ⁵⁾⁶⁾	10 mm	10 mm	10 mm	10 mm
最近测量距离	5 m			
激光波长	1064 nm			
激光发散度 ⁷⁾	0.12 mrad			
激光光斑 ¹⁾ (高斯光束定义)	15 mm @ exit, 60 mm @ 500 m, 120 mm @ 1000 m, 240 mm @ 2000 m			
3B级安全激光制造依照: IEC60825-1:2007	3B级激光			

1) 全面评估，可根据测量工程选择.

2) 常规情况下的性能评估：最大射程，是指在激光束垂直入射，目标的平面尺寸超过激光束直径时，所

能达到的射程。在明亮的日光下，扫描的范围和精度，明显低于阴天和黎明时的；在夜晚，扫描的精度和范围会更高。

- 3) 根据后处理确定。
- 4) 精度，是测量一定数量后得出的真实值，是与真实一致性的度。
- 5) 重复精度，也叫做再现性或可重复性，是更深一层测量以达到同样结果的一个度。
- 6) 在RIEGL测试条件下1 sigma 在150米标准差。
- 7) 0.12 mrad相当于在每100米的射程，激光束宽度增加12毫米。

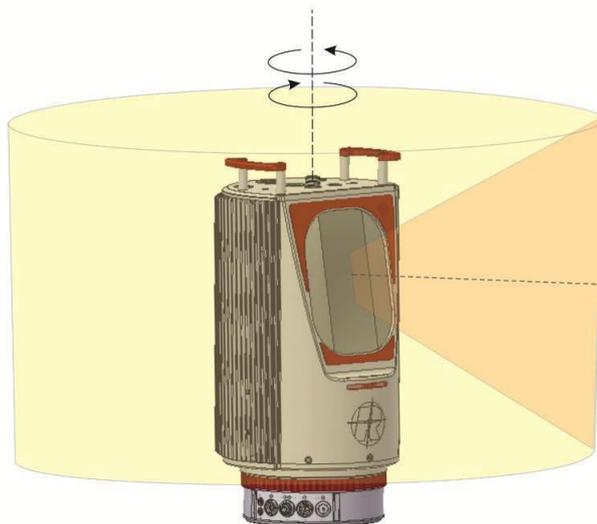


图 3-5 Riegl VZ-6000 全景扫描

Fig.3-5 Full scanning range of Riegl VZ-6000

3.2.2 地面三维激光扫描仪数据采集情况

冰川测绘项目组于 2015 年 4 月 25 日和 9 月 2 日对 1 号冰川进行地面三维激光扫描，下面对数据采集情况具体说明。

一是扫描仪架设基准点的布设。为保证工作的持续性、最大范围的获取冰川三维信息及保证较高的扫描精度，在参考中华人民共和国国家测绘地理信息局发布的《国家大地测量基本技术规定》(GB 22021-2008)和《地面三维激光扫描作业技术规程》(GB 3017-2015)的同时充分考虑 1 号冰川区地形因素(视域的范围)、下垫面因素(冻土的影响)，在冰川末端布设四个地面三维激光扫描仪器架设基准点(图 3-6)，每个基准点都采用钢筋混凝土结构，布设深度均超过 1 m，以保证其稳定性，同时内置标准 GPS 标志点(图 3-7)。基准站布设位置的选择遵循以下几大原则：一是地势平坦，以便于三脚架的安置；二是每个基准站的扫描范围与其相邻站间的扫描范围必有重叠，这是多站点数据拼接的基础；三是多视角，基准点应具有不同的海拔高度以便具有不同的视角，从而最大限度的获取目标地物的三维点云信息；四是要考虑目标地物的大小以及扫描仪的最大扫描距

离，以使用最少的站点获取整个目标物的信息。在以上四大原则下，图 3-6 中的 T1、T2、T3、T4 四个基准站能够实现 1 号完整扫描。

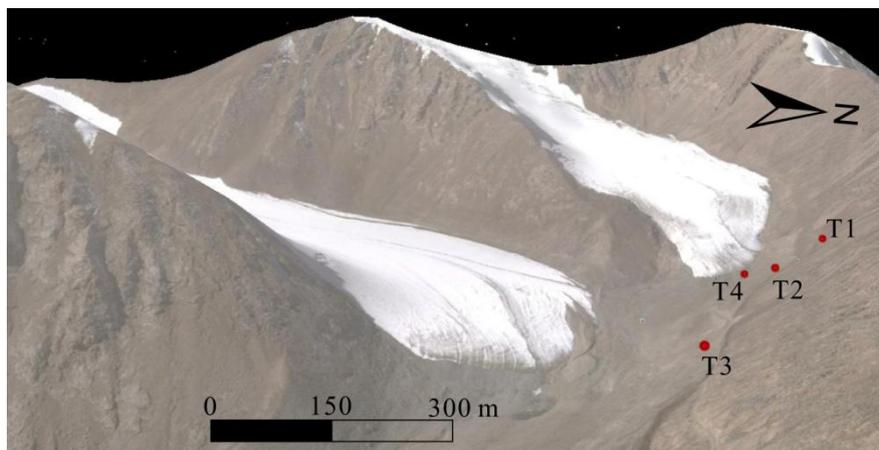


图 3-6 1 号冰川区 Riegl VZ-6000 扫描基准站

Fig.3-6 Scanning points at the end of Urumqi Glacier No.1



图 3-7 Riegl VZ-6000 仪器基准点布设

Fig.3-7 Basic points of Riegl VZ-6000

二是地面三维激光扫描仪架设基准点坐标测定。为获取高精度的三维坐标信息，采用载波相位差分 GPS 技术，又称为 RTK (Real Time Kinematic) 技术，对基准点的坐标进行测定 (图 3-8)。实测中将一台 GPS 接收机作为基准站，固定在基本控制点上，而另一台 GPS 接收机作为流动站在冰川表面进行流动观测，基准站将采集的载波相位发送给用户，进行求差解算坐标。RTK 技术，可消除卫星钟差和接收机钟差，卫星轨道误差和大气折射误差也可以得到削弱，使得定位精度达到厘米级。项目组所使用是合众思壮 E650 型 GPS，水平定位精度达 ± 1

$\text{cm}+1 \text{ ppm} * D$ ，垂直定位精度达 $\pm 2 \text{ cm}+1 \text{ ppm} * D$ ，其中 D 为流动站和基准站之间的距离 (km)，ppm 为百万分之一^[78]。



图 3-8 GPS-RTK 技术对基准点进行定位

Fig.3-8 Positioning the basic points based on GPS-RTK

三是地面三维激光扫描仪对冰川区进行扫描。此过程包括扫描仪器的架设（对中、整平）、站点粗扫和精扫。粗扫范围为水平 360° 和垂直 60° （上下各 30° ，见图 3-5），精扫是对选定的感兴趣区（本研究是冰川区）精细扫描，与粗扫的区别是精扫的分辨率明显提高、激光测距距离变长。



图 3-9 Riegl VZ-6000 地面三维激光扫描仪对 1 号冰川东支实施精细扫描

Fig.3-9 Scanning the east branch of Urumqi Glacier No.1 on detail based on Riegl VZ-6000

3.3 其它数据

3.3.1 花杆/雪坑法物质平衡观测数据和气象数据

冰川物质平衡实测数据是通过花杆雪坑法获取的，在消融区一般采用花杆法进行观测，包括花杆高度数据、雪坑厚度及密度数据、附加冰密度及厚度数据（图 3-10），在积累区由于雪层厚度及密度变化幅度很大，花杆法已不能准确测出积

累量，一般采用雪坑法进行观测。本研究所涉及的物质平衡数据有：十一冰川 2010~2014 年年尺度的单点物质平衡观测资料，1 号冰川 2015 年 5 月—9 月夏季物质平衡观测数据；气象数据包括十一冰川末端自动气象站气温、降水数据，该数据由中国科学院寒区旱区环境与工程研究所黑河上游生态-水文试验研究站在冰川末端（99.88 °E，38.22 °N，海拔 4452 m）安置的 Vantage Pro2 Plus 无线自动气象站获取（图 3-11）。

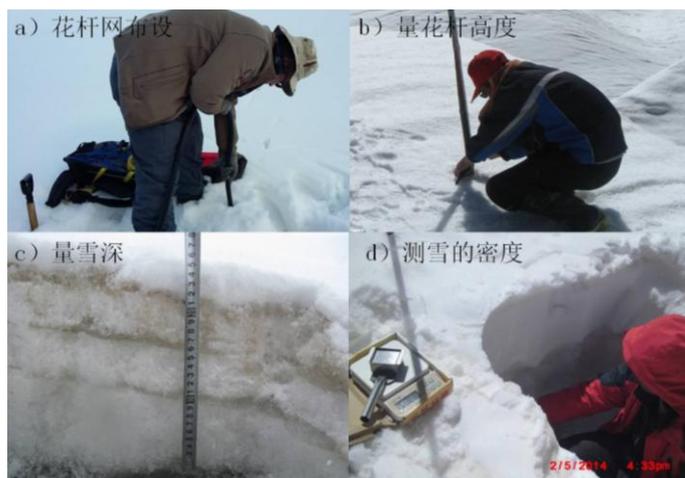


图 3-10 冰川物质平衡观测过程

Fig.3-10 The detail process of glacier mass balance field observation

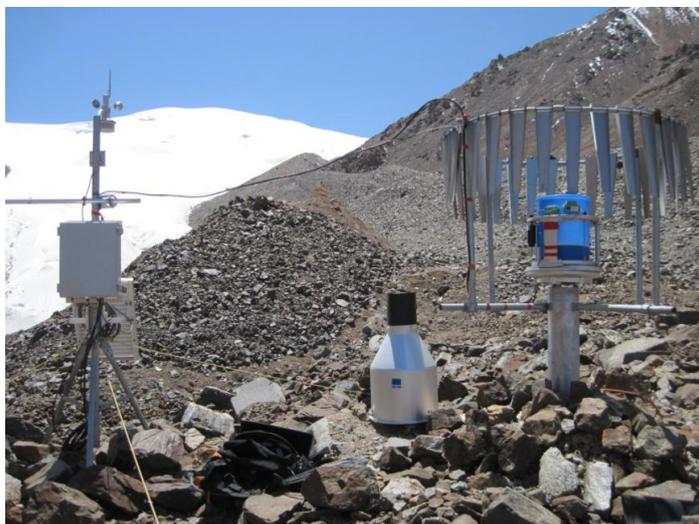


图 3-11 十一冰川末端自动气象站

Fig.3-11 Automatic meteorological station at the terminus of Shiyi Glacier

3.3.2 数字高程模型数据和遥感影像

为获取十一冰川近十年的物质平衡，本研究使用了 2000 年的 SRTM_c DEM 数据，由航天飞机雷达地形测绘任务（SRTM）由美国国家航空航天局（NASA）、美国国家测绘局（NIMA）和德国宇航中心（DLA）联合测量。其获取的数据覆

盖了全球 80% 以上的陆地表面 (60°N-56°S)。本研究采用 C 波段干涉仪干涉测量并经过“空洞”填补的 90 m 分辨率 SRTM V4.1 版本的数据, 在 90% 置信区间内, 垂直精度可达 16 m, 水平精度达 20 m。在平坦地区 RMSE 小于 10 m, 地形陡峭地区误差稍大, 目前 SRTM DEM 在冰川物质平衡变化的研究中得到了广泛的应用^[79-80], 本研究的数据源于地理空间数据云服务平台 (<http://www.gscloud.cn/>)。另外, 十一冰川 2000 年和 2012 年的冰川边界 (用于获取冰川面积) 是利用 Landsat TM/ETM 遥感影像提取的 (表 3-2), 来源于 USGS (U.S. Geological Survey, <http://www.usgs.gov>) 的数据共享平台, 同时在边界提取过程中参考了第一和第二次中国冰川编目数据, 该数据源于中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。

表 1 遥感影像

Table 3-2 Remote sensing images

影像	接收日期	传感器	分辨率	轨道号
LT51340332000190BJC00	2000-7-8	TM	30	134/033
LE71340332012215EDC00	2012-8-2	ETM+	30/15	134/033
LE71340332012247PFS00	2012-9-3	ETM+	30/15	134/033

为验证地面三维激光扫描数据的精度和可靠性, 本研究使用了 2015 年 4 月 29 日和 8 月 28 日的 1 号冰川末端长度观测数据, 在冰川末端布设的固定点, 用卷尺测量固定点的到冰川末端的垂直距离, 通过两期测量数据可以计算冰川末端长度变化, 为了提高野外数据采集质量, 在 1 号冰川东支和西支的末端分别布设了 7 个和 9 个固定点, 见表 3-3。



图 3-12 1 号冰川末端长度变化测量固定点

Fig.3-12 Length change surveying Points for Urumqi Glacier No.1

表 3-3 1 号冰川末端长度变化数据野外实测数据

Table 3-3 Glacier length change for Urumqi Glacier No.1 based on field measurement

东支固定点	2015 年 4 月 29 日	2015 年 8 月 28 日	西支固定点	2015 年 4 月 29 日	2015 年 8 月 28 日
T7 号点	13.8	23.43	10 号点	3.4	5.85
T6 号点	10.2	20.28	9 号点	6.8	11.27
T5 号点	9.1	19.91	8 号点	3	7.72
T4 号点	5.2	14.32	7 号点	9.2	17.82
T3 号点	5.3	15.02	6 号点	8.7	13.2
T2 号点	10.41	16.07	5 号点	13.5	18.94
T1 号点	4.4	14.96	3 号点	12.4	14.46
			2 号点	9.1	15.35
			1 号点	8.15	17.57

表中数据为各固定点到冰川末端的垂直距离，单位：m。

3.4 数据预处理与冰川物质平衡计算方法

3.4.1 机载三维激光扫描数据预处理

本研究所使用的数据为 LiDAR 点云格式数据，数据需要经过分类、滤波、空间插值等生成栅格 DEM，其中最关键的是点云数据滤波，滤波的好坏直接决定最终生成 DEM 的质量。数据滤波在 Terrasolid 软件中进行的，该软件运行在 MicroStation V8i 系统之上，下面将对点云数据滤波、空间插值加以说明。

(1) 点云数据滤波。LiDAR 点云数据滤波是指从原始点云数据提取地面点，滤除非地面点的过程，由于滤波在点云数据生成 DEM 的过程中异常重要，许多学者纷纷开展相关方面的研究。目前，关于 LiDAR 点云数据滤波原理分为两类：一类是基于高程突变；一类是根据激光脚点数据的回波强度信息进行滤波。高程突变的滤波原理应用最为广泛，一般地，地形是连续的，地势起伏也是缓慢而平滑的，距离越近的两个点的高差应该越小，如果地表局部区域出现了高程突变，即邻近的两点高程相差较大时，一般认为是此处地形发生了变化而导致了局部地形的高程不连续，如树木、飞鸟、空气中的尘埃等等。回波强度信息的滤波是基于航空影像分类原理，不同的地物对激光的反射系数存在差异，由此造成了激光回波能量的大小不同，进而决定了地物表面的激光脚点的回波强度信息存在差异，回波强度信息可以转化为灰度图像。对于一片实验区，可以将激光脚点点云数据以强度信息转化为灰度图像，然后分析其灰度值的分布，确定出地面的灰度范围，从而将地面点从原始点云数据中分离出来^[81-82]。

关于 LiDAR 点云数据的滤波方法有数学形态学法、移动曲面拟合滤波法、移动窗口滤波法、不规则三角网滤波法 (Triangulated Irregular Network, TIN) 等。本研究采用的是 TIN 滤波法, 该算法是 Axelsson^[83]于 2000 年提出的, 主要步骤: 首先, 选择一定数量的地面最低点作为种子点来构建初始 TIN, 并依据 TIN 内的随机点距离三角形最近顶点的的夹角和垂直距离来判断该点是否为地面点, 将满足阈值条件的点添加到 TIN 中, 接着重新构建新的 TIN, 并对非地面点集合内的点进行判别, 如此不断迭代直到没有新的地面点为止, 该算法的关键是阈值的设置, 实际操作中是通过滤波效果不断调整阈值, TIN 滤波能够避免地形平坦时数据的冗余, 又能按地形特征点表示数字高程特征。图 3-13 表示在 Terrasolid 软件中进行数据滤波获取的地面点云, 为获取高质量的点云数据, 对滤波处理后点云数据采用人工编辑的方式进行检查, 剔除高程异常点, 图 3-14 为葫芦沟流地面点云数据。由于滤波算法机制的复杂性, 关于其他滤波算法在此不再说明。

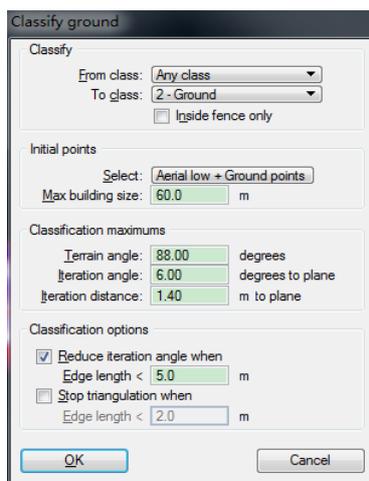


图 3-13 点云数据滤波

Fig.3-13 Point cloud data filtering

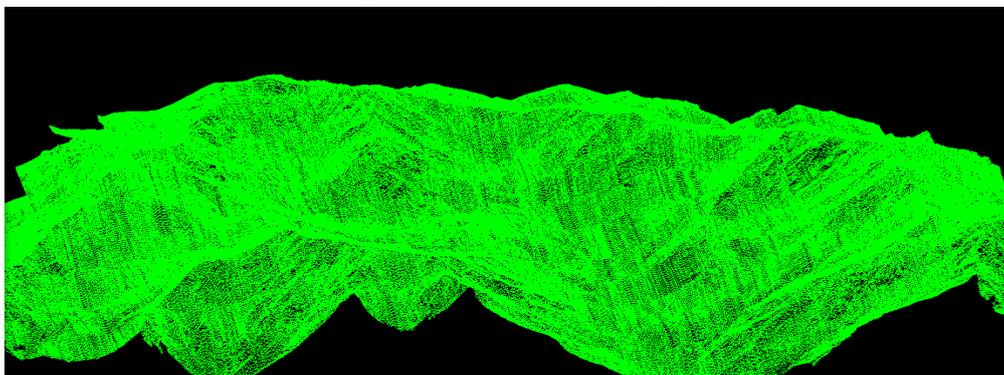


图 3-14 葫芦沟流域上游区域点云

Fig.3-14 LiDAR point cloud of the upper Hulusi watershed

(2) 点云数据插值。点云数据需通过空间插值获取栅格 DEM，本研究采用自然邻域插值法 (Natural Neighbor)，基本思想是对研究区域内每一个点赋予一个权重系数，插值时使用邻点的权重平均值决定待估点的权重，每完成一次估值就将新值纳入原样本点数据集并重新计算泰森多边形，同时赋新的权重，然后再对下一待估点进行估值运算^[84]。自然邻域法适用于面积大且分布密集的点集，如 LiDAR 点云数据，图 3-15、3-16 分别为创建的地貌晕渲图和栅格 DEM。

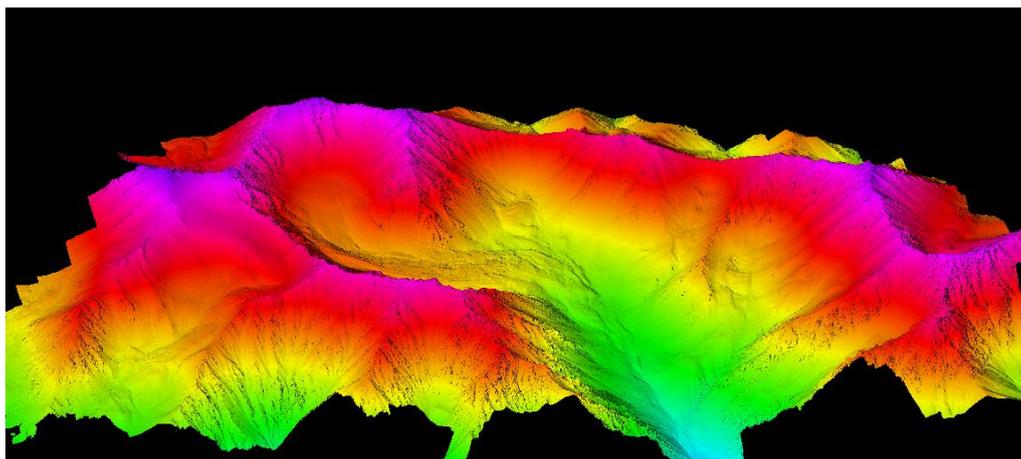


图 3-15 DEM 晕渲图

Fig.3-15 Hill-shading map

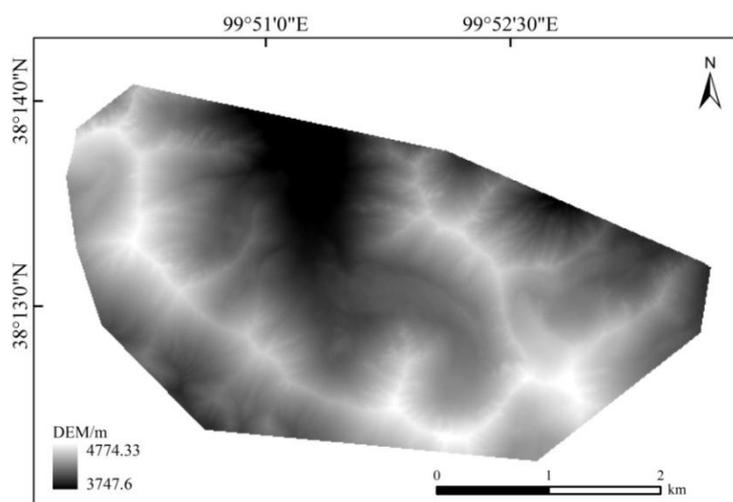


图 3-16 葫芦沟上游 2012 年 DEM

Fig.3-16 DEM of the upper Hulugou watershed in 2012

3.4.2 地面三维激光扫描数据预处理

地面三维激光扫描 (Terrestrial Laser Scanning, TLS) 数据预处理包括多站点点云数据坐标系统转换、多站点点云数据配准、数据抽稀及滤波、点云数据插值。数据处理是在 RiSCAN Pro v1.81 软件中进行。

(1) 坐标系统转换。扫描仪共有四套坐标系统：扫描仪坐标系 (Scanner's

Own Coordinate System, SOCS), 是原始激光点云数据存储的坐标系统; 项目坐标系 (Project Coordinate System, PRCs), 是为某一扫描项目定义的坐标系统; 全局坐标系 (Global Coordinate System, GLCS), 类似于通常所说的大地坐标系, 该坐标是便于点云数据的实时处理和分析; 相机坐标系 (Camera Coordinate System, CMCS), 为扫描仪上相机获取目标物影像时定义的坐标系统。

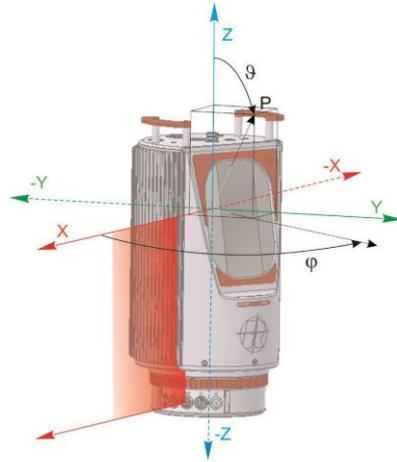


图 3-17 扫描仪坐标系

Fig.3-17 Scanner's Own Coordinate System

Riegl VZ-6000 是在扫描仪坐标系下采集数据的, 目标物坐标是由测量距离 S 、激光脉冲的纵向 (θ) 和横向扫描角度 (φ) 求解来获取的, 而这个坐标是以仪器几何中心为原点的坐标系 (SOS) 标识的 (图 3-17), 扫描仪内置的 GNSS 采用的单点定位, 精度低, 使得这个坐标系下的目标地物的坐标不能精确的表达地物三维坐标信息。只有把点云数据转换到精确的大地坐标系下, 才能反映目标地物的真实的三维信息, 基于 GPS-RTK 技术获取的基准点高精度的三维坐标信息 (定位精度达到厘米级), 可以实现扫描仪坐标系向大地坐标系转换, 转换原理如下,

$$\vec{\rho}_g = \vec{\rho}_0 + R(k)\vec{\rho}_s \quad (3-7)$$

$$R(k) = \begin{bmatrix} \cos k & \sin k & 0 \\ -\sin k & \cos k & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (3-8)$$

其中, $\rho_s = [r \cos \varphi \cos \theta \quad r \cos \varphi \sin \theta \quad \rho \sin \varphi]^T$ 是目标物在扫描仪坐标系下的向量, $\rho_g = [X, Y, Z]^T_g$ 是同一目标物在大地坐标系中的向量, $\rho_0 = [X, Y, Z]^T_0$ 是扫

描坐标系统原点在大地坐标系统中的坐标向量, k 为扫描仪基准站到后视点的方位角^[85]。

(2) 多站点点云数据配准。点云数据坐标系统由 PRCS 向 GLCS 转换后, 激光脚点坐标位于大地坐标系统下 (GPS-RTK 的坐标系统为 WGS84)。由于 GLCS 坐标系统具有很高的精度, 本研究主要纠正因仪器姿态角引起的多站点点云数据错位, 即只对 GLCS 坐标系统做旋转变换, 该变换实际上是一种刚体变换。

点云数据配准至关重要, 配准的好坏直接影响到后续的数据抽稀、滤波、三维建模以及栅格 DEM 的生成。国内外有大量的学者对多站点点云数据的配准算法进行研究, 目前比较成熟的配准方法有两种, 一种是基于特征的配准方法, 另一种是最近点迭代配准算法 (Iterative Closest Point, ICP)。基于特征的配准方法相对简单, 该方法不需要初始的位置与姿态角信息, 基本思想是在相邻的站点点云数据重叠区域至少选择 3 个同名特征点实现配准, 同名点可以是事先布置的标靶, 也可以是目标物上的特征点, 该配准方法的效果取决同名特征点的提取精度, 如果两幅点云数据特征点不足或特征点提取精度差, 则无法很好的完成配准。ICP 算法是基于重叠区域的点云数据进行配准, 由 Besl 和 McKay 提出^[86], 该算法基本思想是基于最小二乘法的最优匹配, 在相邻点云数据集中搜寻最近点对, 利用这这些点对计算最优刚体变换, 对点云数据实施变换, 然后反复进行上述迭代运算, 直到满足迭代的条件, 完成对点云数据的配准。基本过程如下, 我们设定两个点集 X 、 Y , 并遵循 $X \subseteq Y$,

① 设定两个点集初始变换参数为 P^0 、 Q^0 ;

② 搜寻最近的点, 对点集 X 中的任何一个点 x_i , 运用变换参数进行第 t 次变换,

$$P^{t-1}x_i + Q^{t-1} \quad (3-9)$$

在点集 Y 中搜寻与 y_i 最近的点, 构成 (x_i, y_i) , t 表示迭代次数, $t=1,2,3\dots$ 。

③ 基于搜索到的最近点对计算刚体变换参数, 以所有点对的距离平方和最小为满足条件,

$$\frac{\sum_{i=2}^N \|P^t x_i + Q^t - q_i\|^2}{N} \longrightarrow \min \quad (3-10)$$

通过求导解算出 P^t 、 Q^t 。

④ 当相邻两次计算值之差小于指定阈值或满足迭代的条件是，迭代结束，否则继续迭代运算。

基于上述法则，在 RiSCAN Pro v1.81 软件中进行多站点数据配准，界面如图 3-18，由于坐标系统已进行变换，只对姿态参数进行调整，配准过程不断调整设置的偏移量 (Adjust range offset)、偏移角度 (Adjust theta offset)，同时查看统计栏中的标准差 (标准差越小配准效果越好)，直到各站点数据完全拼接到一起，图 3-19 为配准前后的对比，配准前各站点之间点云数据存在明显的偏移。

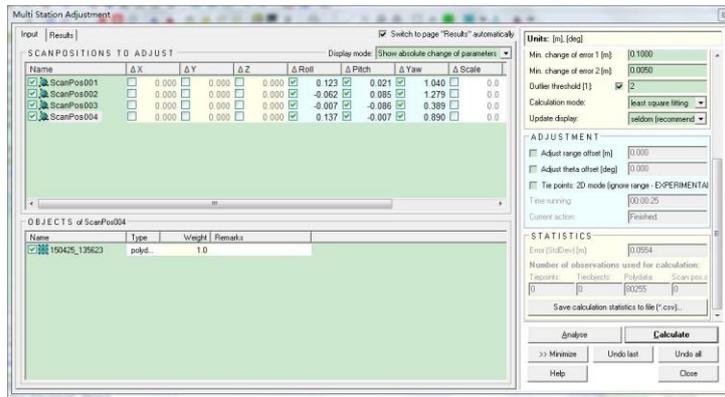


图 3-18 多站点数据配准

Fig.3-18 Multi station adjustment

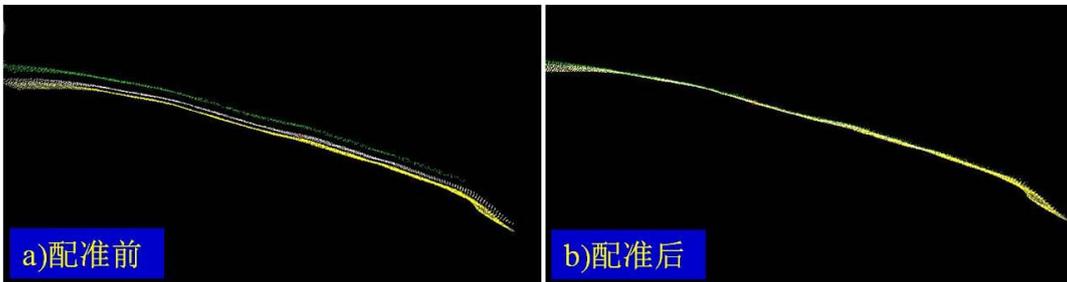


图 3-19 多站点配准前后

Fig.3-19 Before and after multi station adjustment

(3) 多站点点云数据融合及抽稀。多站点数据配准后，各站点的点云数据只是在空间位置互相重叠，融合是将拼接过后的点云数据合成一个整体，数据在合并过程中创建新的数据图层，而不改变各站点数据的属性。点云数据重叠区域在合并之后存在数据冗余，影响后续数据的处理速度，因此融合过后需对点云数据进行抽稀，使用 RiSCAN Pro v1.81 软件中“Clean data”和“Filter”功能完成。

“Clean data”功能主要是针对数据重叠，通过设置阈值可以很好的消除数据冗余，同时又不丢失目标物真实的三维信息；“Filter”菜单下的“Octree”和“increment”可以设置点云数据之间的间隔，以完成对点云数据的抽稀。

(4) 数据滤波。同机载三维激光扫描数据一样，数据滤波是地面三维激光点云数据处理中非常重要的一步，滤波直接影响到后续构建栅格 DEM 的质量。本研究中主要利用“Terrain filter”，通过分析所有点到地面点的距离来判断其是否属于地面点可以滤去绝大部分的非地面点（包括空气中的尘埃、飞鸟、异常点等），为了提高运算速度获得更好的滤波效果，本研究采取分块滤波的方式。地形滤波后，采用人工编辑的方式删除一些未被滤波的异常点，图 3-20 为经过滤波和人工编辑后的冰川区点云数据。

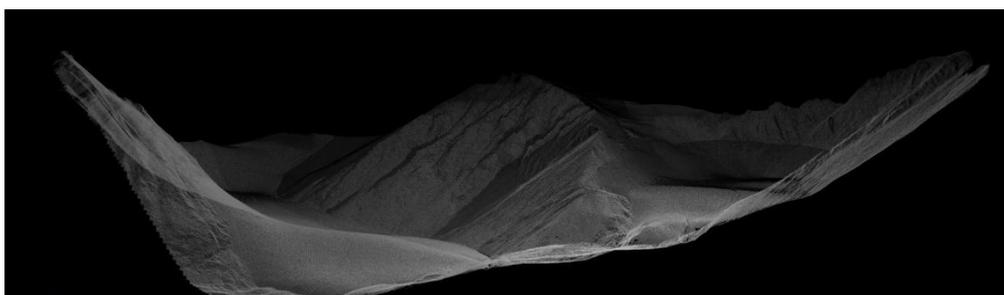


图 3-20 1 号冰川点云数据

Fig.3-20 Point cloud for Urumqi Glacier No.1

(5) 数据裁剪和冰川区栅格 DEM 创建。经过滤波处理后的点云数据能够真实的反映地表特征，在此基础上需对点云数据进行裁剪以创建冰川区点云数据，裁剪过后 2015 年 4 月 25 日和 9 月 2 日 1 号冰川区点云个数分别为 7319227 和 7482418，图 3-20 为 2015 年 9 月 2 日获取的 1 号冰川区点云数据，在此基础上可以构建冰川 3D 模型（图 3-21），本文在 ArcGIS10.1 中对点云数据进行空间插值生成栅格 DEM，DEM 的空间分辨率均为 0.5m(图 3-22)，有关插值方法在前面已经介绍过，在此不再赘述。

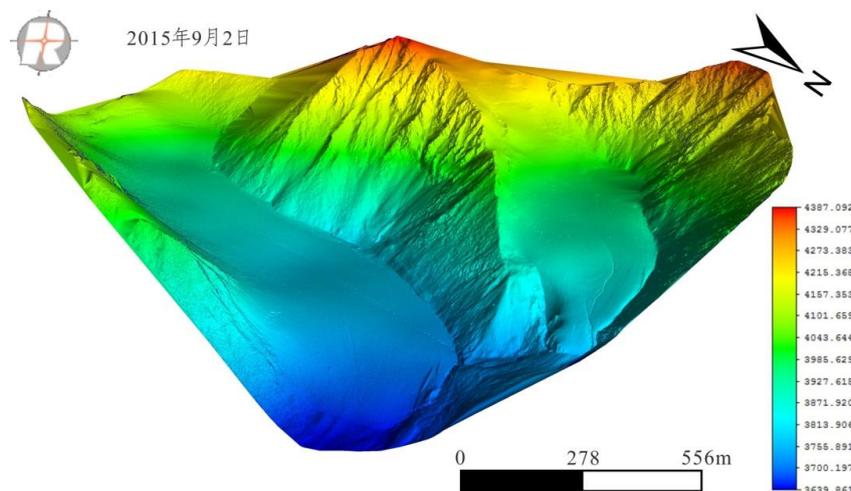


图 3-21 1 号冰川 DEM 晕渲图

Fig.3-21 Hill-shading map for Urumqi Glacier No.1

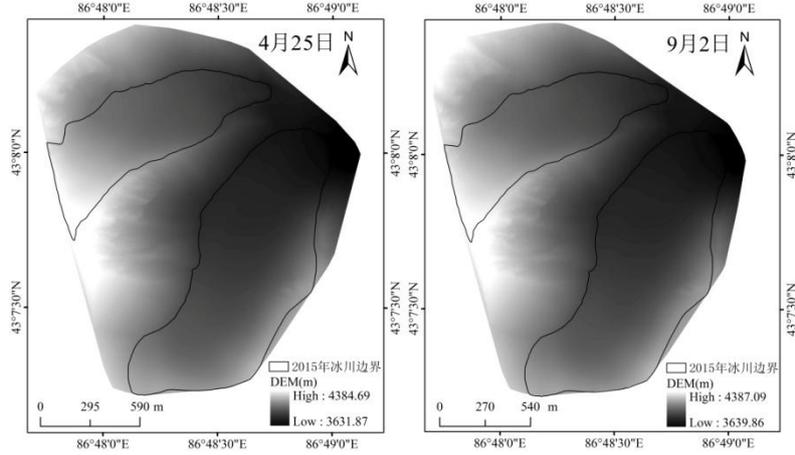


图 3-22 1 号冰川栅格 DEM

Fig.3-22 Raster DEM for Urumqi Glacier No.1

3.4.3 花杆雪坑法物质平衡计算

(1) 单点物质平衡的计算。消融区，某点的物质平衡 B_a 应为冰川冰平衡 (B_g)、附加冰平衡 (B_{sp}) 以及积 (粒) 雪 (B_f) 平衡的代数和。

$$B_{g(1-2)} = \rho_i(h_1 + h_{f(1)} + h_{sp(1)}) - \rho_i(h_2 + h_{f(2)} + h_{sp(2)}) \quad (3-11)$$

$$B_{f(1-2)} = \rho_f h_{f(2)} - \rho_f h_{f(1)} \quad (3-12)$$

$$B_{sp(1-2)} = \rho_{sp}(h_{sp(2)} - h_{sp(1)}) \quad (3-13)$$

$$B_a = B_{g(1-2)} + B_{f(1-2)} + B_{sp(1-2)} \quad (3-14)$$

其中， ρ_f 为雪的密度， ρ_{sp} 为附加冰密度， ρ_i 为冰川冰的密度，单位是 g cm^{-3} ， h 、 h_f 、 h_{sp} 分别为花杆读数、需厚度、附加冰厚度，单位是 cm 。

积累区，采用雪坑法观测，在选定的地点，挖掘比当年积雪厚度更深的雪层，分别测定每个雪层的厚度和密度，积累量按式 3-15 计算，

$$B_c = \sum_1^n h_i \rho_i \quad (3-15)$$

其中， h_i 、 ρ_i 分别各雪层的厚度和密度， n 为雪层总数^[86]。

(2) 冰川物质平衡的计算。由单点物质平衡计算整条冰川的物质平衡时，需要向面上扩展。目前计算方法有等值线法和等高线法：等值线是在大比例尺冰川地形图上绘制出单点物质平衡，根据单点物质平衡绘制出整个冰川物质平衡的等值线，然后依据等值线的投影面积采用面积加权的方法计算出整个冰川的物质平衡，该方法对花杆的数量及其空间分布有严格的要求；等高线法是将单点物质

平衡绘制到冰川的各个等高线内,根据每个投影带的平均物质平衡及等高线投影面积采用面积加权的方法计算出整个冰川的物质平衡,等高线法可以通过较少的花杆得到整个冰川的物质平衡,但对 DEM 的精度依赖大^[87-88]。研究显示等高线和等值线法计算冰川物质平衡的结果接近,根据十一冰川的花杆分布情况,以及研究区拥有机载三维激光扫描系统获取的 1 m 分辨率的 DEM (垂直精度 2 cm),采用等高线计算该冰川物质平衡,结果将在第四章论述。

3.4.4 大地测量法物质平衡计算原理

大地测量是基于多时相 DEM 差值获取同一冰川冰面高程的变化,并结合冰川面积数据,通过冰量向物质转换来计算冰川物质平衡^[89]。基本原理如下,

$$B = \frac{\rho}{S} \sum_{i=1}^N \Delta h_i S_i \quad (3-16)$$

式中, B 表示冰川物质平衡, ρ 为冰川表面雪冰的平均密度, S 为冰川的面积, N 是冰川边界内栅格 DEM 的像元个数, Δh 为像元尺度的高程变化值, S_i 为像素大小。

可见,栅格 DEM 的分辨率和精度对物质平衡结果有重要影响,而 DEM 的质量受传感器/平台、野外数据采集过程以及栅格 DEM 生成方法等影响;冰川物质平衡还取决于冰川表面雪冰平均密度 ρ ,很多研究中, ρ 都是估计值,而非实测值,冰川表面雪冰的密度随时间和空间变化幅度从 100 kg m^{-3} 到 917 kg m^{-3} ^[62];冰川面积的影响,如果两期 DEM 之间的时间跨度长,冰川面积会发生很大的变化,很多研究采用两期面积的平均值作为计算冰川物质平衡的面积;另外冰川内部融水冻结补给、冰川底部消融都会使物质平衡计算结果的不确定性加大^[90-91]。

再者,不同 DEM 数据之间误差的影响。目前大地测量法获取冰川物质平衡所用的 DEM 数据大多都不同源,不同 DEM 数据在获取和生成过程存在很大的差异,导致不同 DEM 数据之间存在水平和垂直上的差异^[92],这些误差通过具有复杂机制的物理模型去校正非常困难且难以实现,而统计学方法简单、实用性强,作为校正数据源误差被广泛采用。统计学的方法是根据不同 DEM 数据之间的高程差异的空间特征,将数据源误差作为一个整体进行分析和校正^[93]。研究发现,不同 DEM 数据之间存在空间匹配误差,图 3-23 为葫芦沟流域 LiDAR 和 SRTM_c DEM 的高程分布,可以看出两期 DEM 数据之间明显存在着空间偏差,

同时由于 DEM 数据空间分辨率不同而产生的高程偏差，根据统计学的方法，可将其分别加以校正。

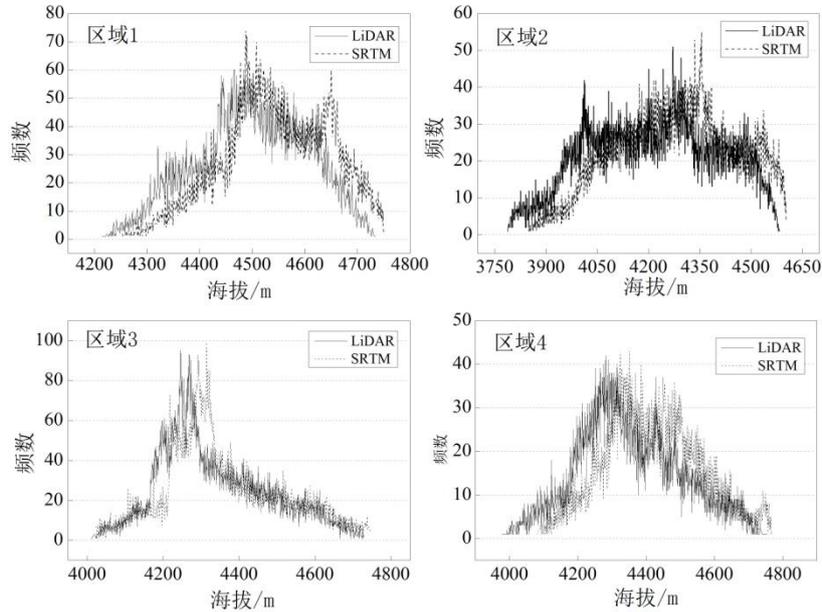


图 3-23 不同源 DEM 空间分布存在偏差

Fig.3-23 The elevation bias between different DEMs

(1) DEM 数据空间匹配误差纠正。研究发现，不同 DEM 数据之间的差值结果与地形坡度、坡向有很明显的相关性^[93-94]，相关研究采用统计模型对空间匹配误差所导致的误差进行描述，

$$dh = a * \cos(b - \varphi) * \tan(\alpha) + \overline{dh} \quad (3-17)$$

对上式做归一化处理得，

$$dh / \tan(\alpha) = a * \cos(b - \varphi) + c \quad (3-18)$$

$$c = \overline{dh} / \tan(\alpha) \quad (3-19)$$

式中， \overline{dh} 为不同 DEM 间整体高程差异， α 和 φ 分别为像素所对应的坡度和坡向， dh 为 DEM 高程差值。 a 和 b 分别表示水平偏移的幅度和角度，通过图 3-23 中的方程拟合可求出 a 、 b 、 c 的值，根据式 3-20 求出 DEM 数据间的平移量 x 、 y 、 z ，以及高程差值的标准差， $\overline{\alpha}$ 为 DEM 数据的平均坡度。

$$\begin{cases} x = a * \sin(b) \\ y = a * \cos(b) \\ z = c * \tan(\overline{\alpha}) \end{cases} \quad (3-20)$$

根据求出的平移矢量对 DEM 进行平移（一般选择分辨率较低的 DEM 作为平移对象），平移过后继续重复上述操作，直到 dh 的标准差减小幅度小于 2%

为止。需要说明的是在做空间配准时一般选择非冰川区且地形稳定的区域进行。

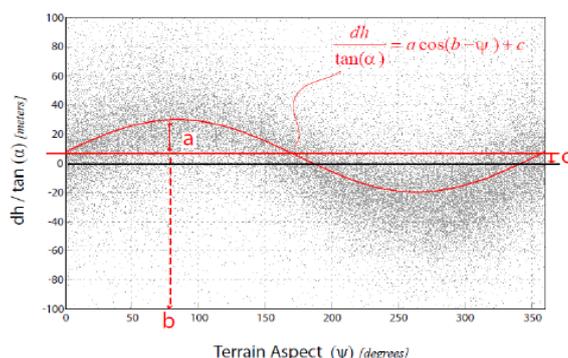


图 3-24 DEM 高程差值与地形因子之间的关系^[92]

Fig.3-24 The scatter of elevation differences between 2 DEMs

(2) DEM 数据空间分辨率误差纠正。由于栅格 DEM 的分辨率（像元大小）不同，使得 DEM 数据在垂直方向上存在偏差。研究发现，垂直偏差与地形最大曲率的关系在冰川区与非冰川区表现出很好的一致性，可以通过无冰区的高程偏差与最大曲率的关系对冰川区进行纠正^[92,95]。

(3) 冰川面积和密度的取值。冰川面积和冰川表层密度参数对大地测量法物质平衡估算非常重要。本研究在参照冰川编目资料的情况下通过人工目视解译的方法获取十一冰川 2000 年和 2012 年的冰川边界，根据已有研究选取两期冰川面积的平均值作为冰川面积的输入参数，有关冰川面积参数的提取在第四章具体说明；关于冰川表面雪冰密度的取值在前面已讨论，由于密度的时空变化性，加大了冰川物质平衡评估的不确定性，Zemp 等^[96]的研究表明积累区以上冰川表面雪冰的平均密度近似为 0.8 g cm^{-3} ，消融区是 0.917 g cm^{-3} ，并采用最大和最小值的平均值 $0.86 \pm 0.06 \text{ g cm}^{-3}$ 作为整个冰川的表层密度；Huss^[97]利用粒雪压实模型，根据两条冰川长时间序列的物质平衡观测资料，对冰川体积-物质平衡转换参数进行模拟，发现冰川密度并不是恒定不变的，且系统性的小于冰的密度，并建议在大多数情况下使用 $0.85 \pm 0.06 \text{ g cm}^{-3}$ 作为冰川体积-物质平衡转换参数比较合适，该转换参数目前已被很多研究采纳。由于时间跨度长，本研究亦采用 $0.85 \pm 0.06 \text{ g cm}^{-3}$ 作为冰川体积-物质平衡转换参数。

(4) 误差分析与评估。大地测量法冰川物质平衡计算的误差主要源于三个方面：冰川面积参数取值、冰川表面密度参数取值和多源 DEM 数据造成的误差。有关冰川面积和密度参数在前面已讨论过，本小节主要论述多源 DEM 数据的误差，为量化高程差值的不确定性，需要对 DEM 的精度进行评价，一般采用一定

数量的检查点（检查点应具有较高的精度）进行评价。DEM 高程数据精度可分为绝对精度和相对精度，绝对精度是通过 GPS、全站仪、经纬仪等获取的高精度的控制点作为检查点来评价高程数据的精度；相对精度的评价只需多源 DEM 数据。很多冰川区气候条件恶劣、地势险要，野外测绘作业实施起来非常困难，严重影响了绝对精度评价 DEM 高程精度的可行性。所以在大地测量法的冰川物质平衡评估中多采用相对精度进行评价^[93, 98]。

根据不同 DEM 数据间的高程残差误差满足高斯分布的假设，误差采用高程残差的均方根误差或方差进行评价^[99]。DEM 数据格网点的高程值存在自相关性较强的空间自相关，因此对样本数据进行选择时，必须去除空间自相关，据相关研究，DEM 数据的相对误差可由高程残差平均值和方差计算，

$$SE = \frac{STDV_{noglc}}{\sqrt{n}} \quad (3-21)$$

$$e = \sqrt{SE^2 + MED^2} \quad (3-22)$$

式中，SE 为标准差，n 为参与计算的像元数，MED 为高程残差平均值，e 为误差。

第四章 近十年祁连山十一冰川物质平衡变化特征

4.1 花杆雪坑法物质平衡计算

4.1.1 年物质平衡变化特征

为与大地测量法物质平衡估算结果进行对比,验证大地测量法的可靠性,研究首先利用野外实测物质平衡资料,采用等高线法计算十一冰川近期物质平衡。受资料观测时间的限制,本研究仅涉及 2010~2014 年的物质平衡资料。

根据葫芦沟流域 1m 分辨率的 LiDAR 点云数据生成的栅格 DEM,绘制十一冰川等高线图,将单点物质平衡计算结果绘制到各等高线内。结果表明 2010 年 10 月~2011 年 5 月(冬平衡),十一冰川物质平衡为-72.7 mm w.e., 2011~2012、2012~2013、2013~2014 的物质平衡分别为:-629.8 mm w.e.、-979.8 mm w.e.、-814.1 mm w.e. (物质平衡观测时间为每年五月初);年均物质亏损为-807.9 mm w.e. a^{-1} , 累计物质平衡为-2496.4 mm w.e. (折合水当量-139.7 $\times 10^4 m^3$),近年来十一冰川处于物质亏损状态,图 4-1 为十一冰川物质平衡等值线。

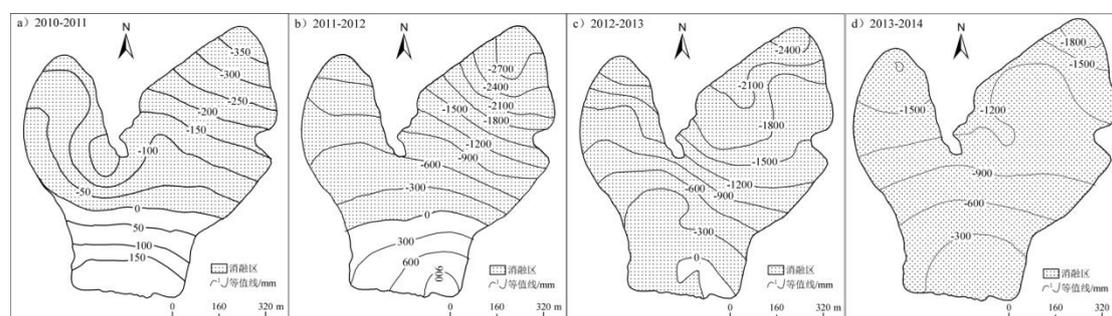


图 4-1 十一冰川物质平衡等值线

Fig.4-1 Mass balance isolines for Shiyi Glacier

注: 2010~2011 为冬平衡

4.1.2 平衡线高度和积累区面积比率

平衡线高度 (Equilibrium Line Altitude, ELA) 是冰川表面平衡线所对应的高度,即冰川某一时间段内物质平衡为零点的连线所对应的海拔高度^[100-102]。平衡线对于冰川研究至关重要,它反映了冰川发育状况,决定了冰川的消亡。研究发现十一冰川 2010~2014 年的平衡线高度为 4616 m、4637 m、4717 m、>4775 m; 积累区面积比率 (Accumulation Area Ratio, AAR) 是积累区面积占冰川总面积的比重,其大小反映了冰川补给条件的优劣^[101]。十一冰川 2010 年 10 月-2011 年 5 月(冬平衡) 积累区比率为 25%, 2011~2012、2013~2013、2013~2014 年积

累区面积比率为 21%、3% 和 0。

4.2 基于大地测量法的近十年十一冰川物质平衡变化特征

本部分基于大地测量法，在 LiDAR 点云数据预处理生成栅格 DEM 的基础上，构建了多源 DEM 数据计算冰川物质平衡的流程（图 4-2）。主要包括冰川面积参数确定、多源 DEM 数据空间配准和垂直偏差纠正、冰川物质计算及误差评估。

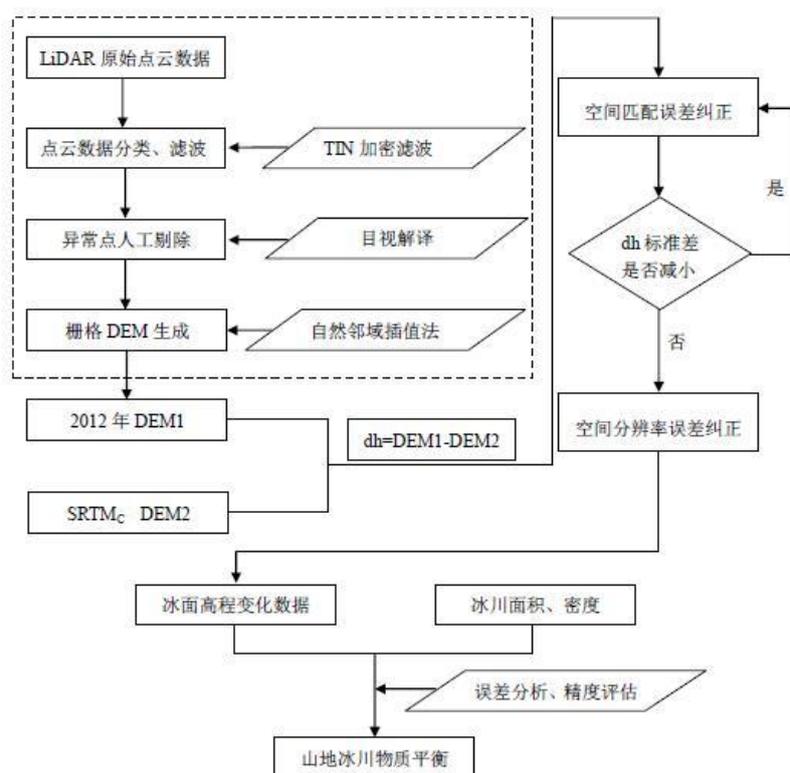


图 4-2 基于机载三维激光扫描技术的冰川物质平衡计算流程

Fig.4-2 Technical route of glacier mass balance estimation based on ALS

4.2.1 十一冰川面积参数的确定

为获取大地测量法冰川物质平衡计算的面积参数，本文利用 Landsat 影像数据提取 2000 年和 2012 年冰川边界。所用 Landsat 影像数据类型为 Level 1T，数据经过了系统辐射校正和地面控制点几何校正，并且通过 DEM 进行了地形校正。

目前，基于遥感影像获取冰川边界的自动解译方法有比值阈值法^[103]、雪冰指数法^[104]、监督非监督分类法^[105]、最大似然法^[106]、决策树法^[107]、面向对象分类法^[108]等。然而，积雪、阴影、冰碛物及水体的存在，使得这些方法在获取冰川边界的精度上难以得到保障。目视解译是根据现有的冰川学知识，利用遥感影

像获取冰川边界信息，该方法是目前获取冰川边界精度最高的方式^[18]。为提高解译精度，研究中两期冰川边界数据都采用人工目视解译的方法提取，在提取过程参考了两次冰川编目数据并辅助 Google Earth 高分辨率影像进行修正(图4-2)。解译最终获取十一冰川 2000 年的面积为 0.55 km^2 ，2012 年的面积为 0.49 km^2 ，12 年间冰川面积减小了 0.06 km^2 ，根据第三章的叙述，大地测量法物质平衡计算的面积参数为 0.52 km^2 。

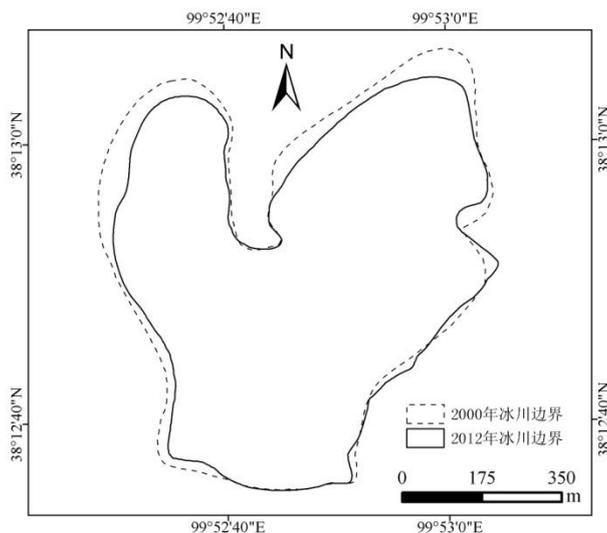


图 4-3 基于目视解译提取的十一冰川边界

Fig.4-3 Glacier boundary extraction based on visual interpretation

4.2.2 DEM 高程数据配准和校正

(1) 高程数据空间配准。由于 SRTM_c DEM 和 LiDAR DEM 的数据采集方式和生成方法完全不一样，根据第三章的介绍，在进行多源 DEM 差值之前，必须进行配准，以消除 DEM 数据间的水平错位和高程偏差，为便于分析，在进行误差纠正之前，先将 SRTM_c DEM 和 LiDAR DEM 的空间分辨率都重采样成 10m。由于 LiDAR 数据具有较高的水平分辨率和垂直精度，研究中以 LiDAR DEM 为高程基准数据，SRTM_c DEM 为错位高程数据，通过余弦拟合对 SRTM_c DEM 进行平移。首先，在 ArcGIS10.1 软件的支持下，选择无冰区（通过遥感影像提取的 2000 年十一冰川边界确定）作为感兴趣区，提取两期 DEM 感兴趣区的高程差值 dh 、LiDAR DEM 的坡度、坡向数据，然后通过余弦曲线拟合求得平移矢量（图 4-4）。第一次平移为：SRTM 向西平移 27.49 m，向北平移 38.18 m，感兴趣区 dh 标准差由 39.68 降低为 20.22。通过第二次拟合，向东平移 5.28 m，向北平移 28.02 m，感兴趣区 dh 标准差降为 18.1。再次拟合标准差增大，采用第二次拟

合后的平移结果。

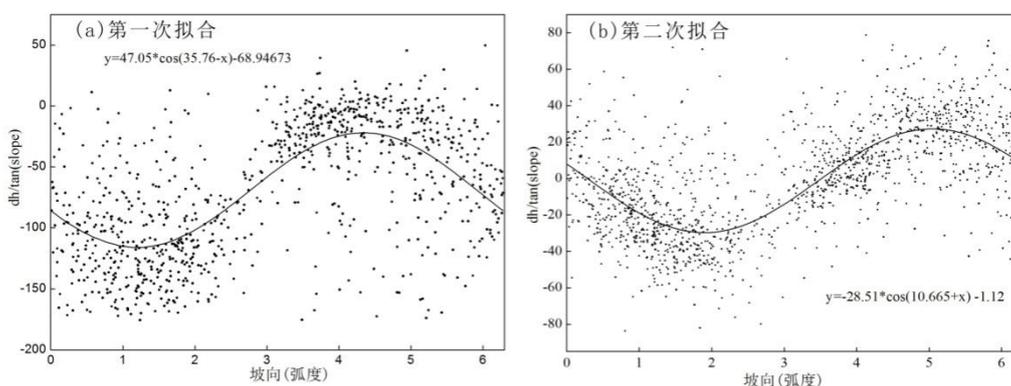


图 4-4 LiDAR 与 SRTM 高程数据配准

Fig.4-4 LiDAR and SRTM elevation data registration

(2) 高程数据高程偏差纠正。DEM 数据空间配准后，由于空间分辨率的影响，不同 DEM 数据间还存在一定的高程偏差，相关研究发现由空间分辨率所引起的高程差异与地形最大曲率之间的关系在冰川上和无冰区相似，但需要高分辨率的 DEM^[95]。基于机载三维激光扫描仪获取的研究区 2012 年 1 m 分辨率的栅格 DEM，在 ENVI 4.8 的支持下提取地形最大曲率（图 4-5），选取无冰区作为感兴趣区，提取感兴趣区 dh 和地形最大曲率，通过线性拟合获取 dh 和最大曲率之间的关系（图 4-6），根据拟合的关系式，利用冰川区最大曲率，对冰川区高程偏差进行纠正。

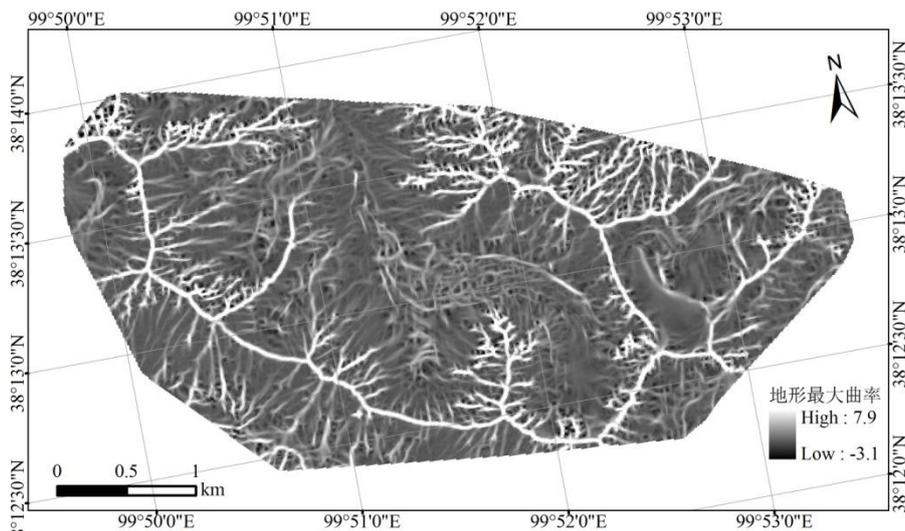


图 4-5 葫芦沟流域上游 1m 分辨率地形最大曲率

Fig.4-5 Terrain max curvature with 1m resolution of the Upper Hulugou River Basin

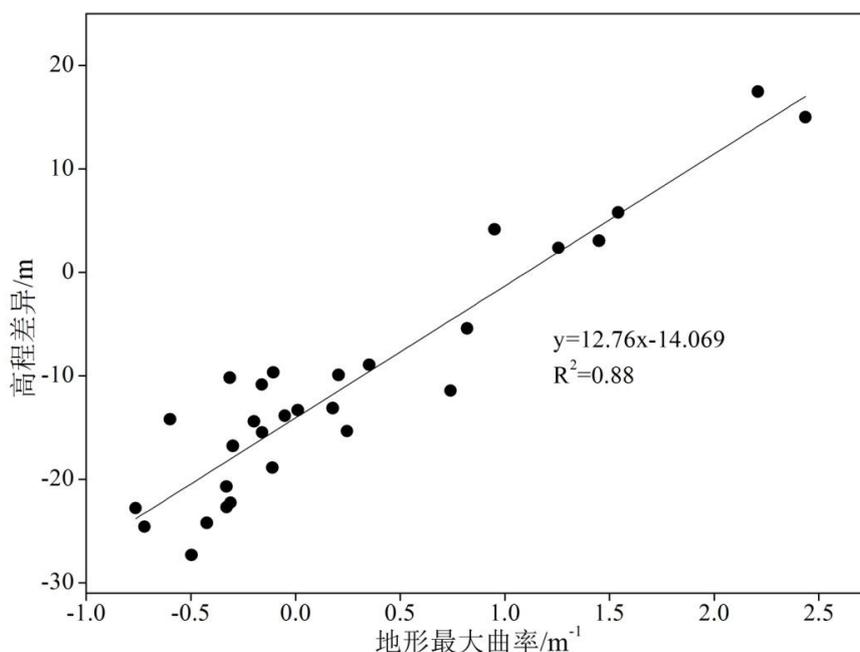


图 4-6 非冰川区地形最大曲率与高程差异之间的关系

Fig. 4-6 Relationship between elevation difference and maximum curvature on the non-glacierized region

4.2.3 冰川物质平衡评估

多源 DEM 经过校正后, 通过差值可以计算冰面高程变化 (图 4-7), 根据大地测量法物质平衡的计算原理 (式 3-16) 评估冰川物质平衡变化, 参照式 3-21 和 3-22 对物质平衡估算误差进行分析和评估。根据重采样 DEM 的分辨率为 10 米, 空间自相关距离选择 $200 \text{ m}^{[109]}$ (表 4-1), 其中 SE 为标准差, N 为参与计算的像元数, MED 为高程残差平均值, e 为误差, 可以发现高程数据经过校正之后高程残差明显减小。

表 4-1 DEM 校正前后误差分布特征

Table 4-1 Statistics of original and adjusted vertical errors between DEMs

校正前		校正后		N	e
MED	SE	MED	SE		
-48.02	39.68	0.79	18.1	1456	0.92

计算得到 2000~2012 年十一冰川冰面高程变化为 $-7.47 \pm 0.92 \text{ m}$, 年均变化 $0.62 \pm 0.08 \text{ m a}^{-1}$, 可以看出十一冰川近十年一直处于消融状态, 厚度不断减薄, 与东支山谷冰川相比, 西支悬冰川的消融更加强烈, 可能是由于西支悬冰川地形陡峭, 规模小, 对气候变化更加敏感。采用 Huss 建议的冰量物质转换因子 $0.85 \pm 0.06 \text{ g cm}^{-3}$, 2000~2012 年十一冰川的平均物质平衡为 $-0.53 \pm 0.07 \text{ m w.e.a}^{-1}$, 累计物质亏损达 $-6.35 \pm 0.78 \text{ m w.e.}$, 折合水当量约为 $(330.4 \pm 40.8) \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

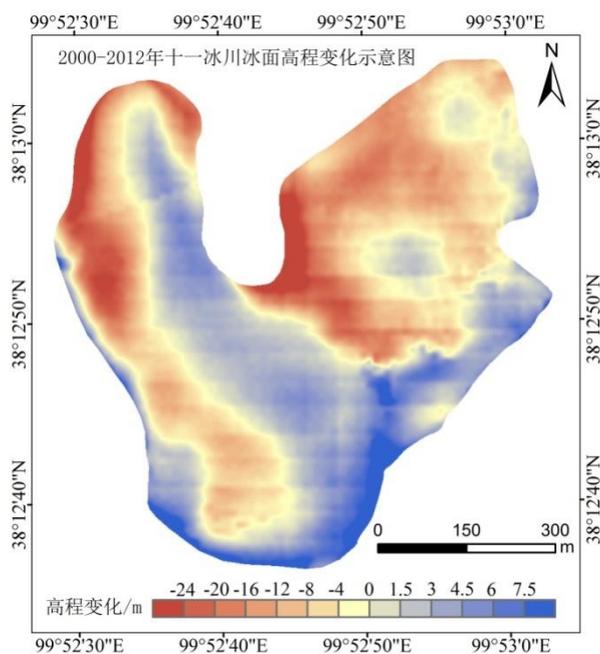


图 4-7 2000~2012 年十一冰川冰面高程变化示意图

Fig.4-7 Changes of Shiyi Glacier surface elevation from 2000 to 2012

4.3 大地测量法物质平衡评估结果的对比分析与验证

目前祁连山有实测物质平衡资料的冰川非常少，2000~2012 年时段内有关冰川物质平衡方面的研究资料几乎是空白，十一冰川所处位置海拔高、环境恶劣，野外观测工作十分困难，目前仅有 2010~2014 年的物质平衡观测资料。本文分析发现观测时段内十一冰川的平均物质平衡为 $-0.808 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ，大地测量法获得的十一冰川 2000~2012 年平均物质平衡为 $-0.53 \pm 0.07 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ，考虑到研究时段的差异性，2011~2012 年冰川实测物质平衡为 -0.63 m w.e. ，与大地测量法计算结果接近。

以有连续观测资料的天山乌鲁木齐河源 1 号冰川（以下简称 1 号冰川）以及祁连山一些典型监测邻近年份冰川的物质平衡、平衡线高度等资料来验证本研究结果的可靠性，其中 1 号冰川的物质平衡资料源于 WGMS (<http://www.geo.uzh.ch/micorsite/wgms/literature.html>)。七一冰川 2001~2003 年的平均物质平衡为 $-0.563 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ，而 2001~2003 冰川平均平衡线高度为 4975.5 m，2000~2008 平均平衡线高度为 4936 m^[110]，如果物质平衡梯度不变，2000~2008 年冰川物质平衡接近 2001~2003 年平均物质平衡，即近十年冰川基本都处于物质亏损状态。同时，具有实测物质平衡观测资料的天山乌鲁木齐河源 1 号冰川

2000~2012 年平均物质平衡为 $-0.691 \text{ m w.e. a}^{-1}$ ，该冰川 2000 年以来几乎全部处于物质亏损状态，可以推断 1 号冰川的物质平衡过程与十一冰川的物质平衡过程具有一定的相似性。根据浦建辰等的研究，七一冰川区冬季气温低、降水量不足全年的 20%，冰川积累和消融过程微弱，夏季日均温度高于零度，冰川的物质平衡过程主要发生在夏季^[110]，2009~2010 年的夏季物质平衡为 -0.856 m w.e. ，能够反映冰川全年的消融状况，表明近十年七一冰川物质平衡总体变化幅度不大。十一冰川末端自动气象站气温、降水资料显示（图 4-6），十一冰川区的气候条件与七一冰川十分相似，并且两条冰川的距离非常近（直线距离约为 215 km），由此可见十一冰川物质平衡过程与七一冰川的物质平衡过程十分类似，七一冰川的物质平衡在一定程度上能够反映十一冰川的消融状况。本研究所得十一冰川年均物质平衡与七一冰川 2001~2003 年的平均值接近，同时表 4-2 中羊龙河 1 号和 5 号冰川 1997~2007 年年均厚度变化分别是 $-0.42 \pm 0.06 \text{ m a}^{-1}$ 和 $-0.52 \pm 0.06 \text{ m a}^{-1}$ ，与本文研究结果十分接近（特别是羊龙河 5 号冰川），同时该观测时段与本研究具有较

表 4-2 典型山地冰川物质平衡变化对比

Table 4-2 Comparison of typical glacier mass balance

冰川名称	数据源	时间/年	冰面高程变化	来源
七一冰川	物质平衡实测	2001-2002	-0.810 m w.e.	蒲建辰等 ^[111]
		2002-2003	-0.316 m w.e.	
		2009-2010 夏	-0.856 m w.e.	王盛等 ^[112]
羊龙河 1 号冰川	地形图	1956-1977	$(-0.32 \pm 0.52) \text{ m a}^{-1}$	
	地形图/GPS	1977-2007	$(-0.42 \pm 0.06) \text{ m a}^{-1}$	
	地形图/GPS	1956-2007	$(-0.40 \pm 0.22) \text{ m a}^{-1}$	上官冬辉等 ^[38]
羊龙河 5 号冰川	地形图	1956-1977	$(-0.09 \pm 0.52) \text{ m a}^{-1}$	上官冬辉等 ^[38]
	地形图/GPS	1977-2007	$(-0.52 \pm 0.06) \text{ m a}^{-1}$	
	地形图/GPS	1956-2007	$(-0.33 \pm 0.22) \text{ m a}^{-1}$	
天山乌鲁木齐河源 1 号冰川	花杆/雪坑实测	2000-2012	$-0.691 \text{ m w.e. a}^{-1}$	WGMS
祁连山十一冰川	花杆/雪坑实测	2011-2014	$-0.808 \text{ m w.e. a}^{-1}$	本研究
祁连山十一冰川	SRTM/LiDAR	2000-2012	$(-0.53 \pm 0.07) \text{ m w.e. a}^{-1}$	本研究

大的重合，且十一冰川与羊龙河 5 号冰川规模接近（第二次中国冰川编目显示羊龙河 5 号冰川面积为 1.24 km^2 ）。以上对比和验证表明，大地测量法所得的十一冰川物质平衡与祁连山许多有实测资料的冰川的物质平衡结果相近，从而论证了本文研究结果的可靠性，同时也说明机载三维激光扫描数据以其高分辨和高精度在冰川物质平衡研究中具有很大的发展前景。

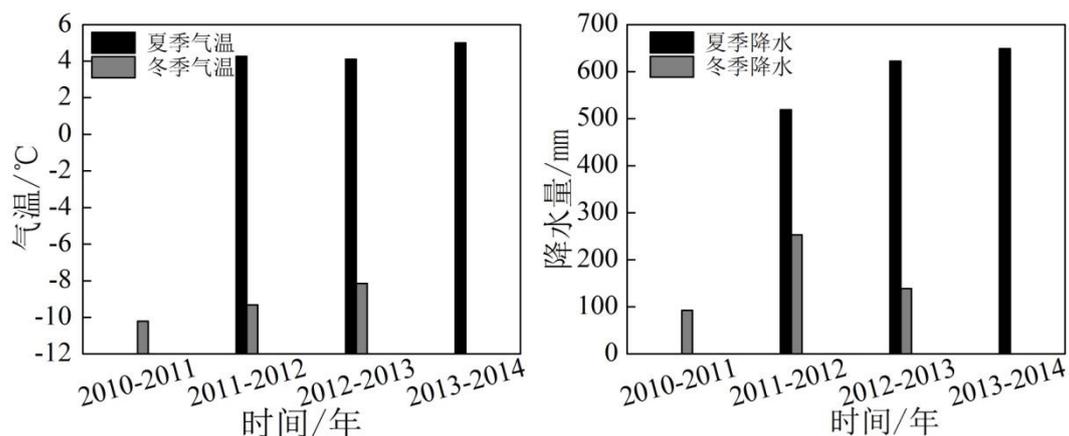


图 4-8 十一冰川末端自动气象站气温、降水柱状图

Fig.4-8 Temperature and precipitation histogram of the automatic weather station at the end of Shiyi Glacier

注：2010-2011 年只有冬季的资料，2013-2014 年只有夏季的资料

4.4 本章小结

为与大地测量法的结果进行对比，首先利用等高线法计算十一冰川 2010~2014 年的物质平衡，得到 4 年间冰川平均物质平衡为 $-807.9 \text{ mm w.e. a}^{-1}$ ；其次基于 LiDAR 点云数据生成的栅格，结合 SRTM DEM 数据，在高程配准、校正、误差评估的基础上，构建了多源 DEM 数据冰川物质平衡计算流程。结果表明近十年十一冰川处于物质亏损状态，2000~2012 年十一冰川冰面高程变化为 $-7.47 \pm 0.92 \text{ m}$ ，厚度变化率为 $-0.62 \pm 0.08 \text{ m a}^{-1}$ ，估算十一冰川的年均物质平衡为 $-0.53 \pm 0.07 \text{ m w.e.}$ 。

目前关于机载三维激光扫描技术在冰川物质平衡中的研究很少，本文尝试将其应用于冰川冰量变化研究中，取得了较好的效果。其一是 LiDAR 点云数据具有较高的分辨率和垂直精度，能够精细刻画冰川表面形态特征；二是本研究严格按照 LiDAR 点云数据处理标准生成栅格 DEM，该栅格 DEM 可对其它高程数据进行空间配准和高程偏差校正，保证了大地测量法冰川物质平衡计算的顺利实施。

本章还对大地测量法获取的冰川物质平衡进行了对比分析和验证。十一冰川区冬季气温低、降水量少，冰川积累和消融过程微弱，夏季日均温度高于零度，冰川的物质平衡过程主要发生在夏季。研究中通过十一冰川与祁连山其他典型山地冰川物质平衡对比分析，论证了本研究结果的可靠性。当前冰川物质平衡观测

主要依靠野外实际测量，可用于冰川冰量变化评估的 DEM 数据非常有限，很多数据精度低、昂贵、覆盖范围有限或周期受限。而机载三维激光扫描数据能够很好的弥补这方面的缺陷，本研究中只有一期 LiDAR 点云数据，未来山地冰川冰量变化研究中，应该加强诸如机载三维激光扫描技术等高分辨率、高精度的对地观测技术的使用，保证冰川物质平衡评估的精度。

第五章 1号冰川 2015年夏季物质平衡监测结果

本研究首次将 Riegl VZ-6000 地面三维激光扫描仪应用于乌鲁木齐河源 1 号冰川的夏物质平衡的研究中，图 5-1 为地面三维激光扫描仪获取冰川物质平衡的技术流程，有关地面三维激光扫描数据生成栅格 DEM 的一系列过程已在第三章叙述过，本章主要讨论利用栅格 DEM 计算冰川物质平衡。包括冰川变化参数提取、冰面高程变化参数提取、冰川物质平衡计算、误差分析与评估等。

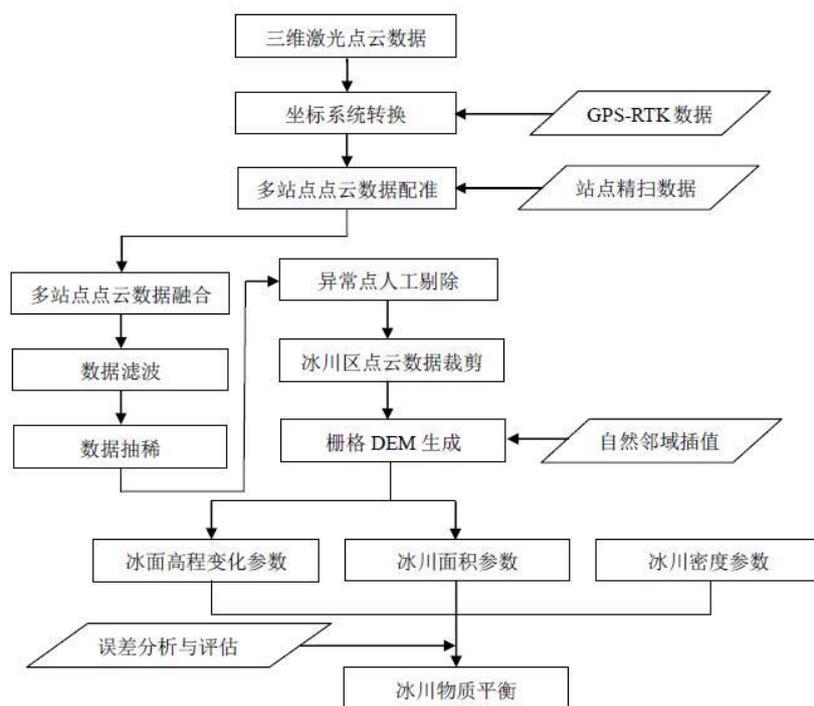


图 5-1 基于地面三维激光扫描技术的冰川物质平衡获取流程

Fig.5-1 Technical route of glacier mass balance estimation Based on TLS

5.1 利用地面三维激光扫描数据提取冰川变化参数

5.1.1 冰川面积变化参数提取

冰川变化参数（特别是面积变化参数）对大地测量法冰川物质平衡计算非常重要^[88]。Riegl VZ-6000 高精度扫描数据生成的高分辨率的栅格 DEM 可以精细刻画冰川区和非冰川区地形特征，基于该数据生成的等高线可以清晰的分辨出冰川区与非冰川区（图 5-2）。冰川区地形平缓，等高线稀疏；而非冰川区地形陡峭，等高线密集，在冰川区与非冰川交界的地方等高线的弯曲程度存在明显的突变。据此通过人工目视解译可以很清楚的提取冰川边界，本研究利用 2015 年 4 月 25

日和9月2日的扫描数据，提取得到2015年4月冰川面积为1.56 km²，其中东支冰川面积1.019 km²，西支冰川面积0.541 km²，2015年9月冰川面积为1.55 km²，其中东支冰川面积1.012 km²，西支冰川面积0.538 km²，整个夏季1号冰川面积减小0.01 km²，东支减小0.007 km²，西支减小0.003 km²，从图5-3可以看出，冰川面积减小主要是由于冰川末端退缩造成的。

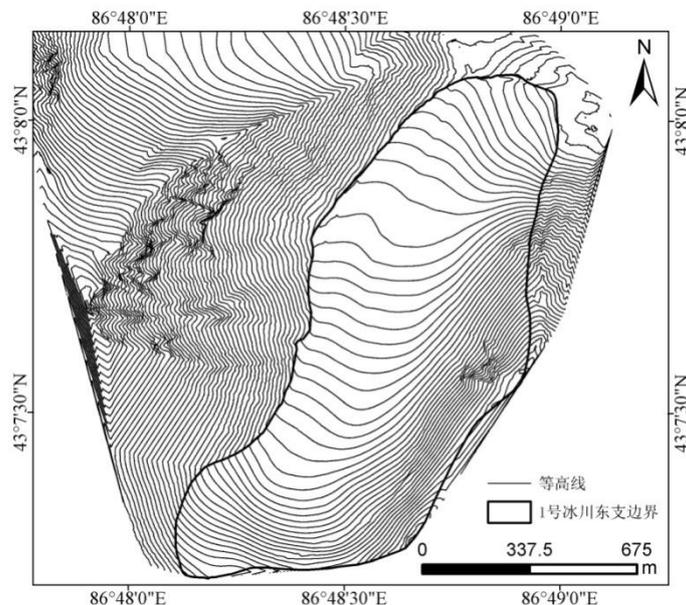


图 5-2 冰川区与非冰川区等高线

Fig.5-2 Contour line between glacierized and non-glacierized area

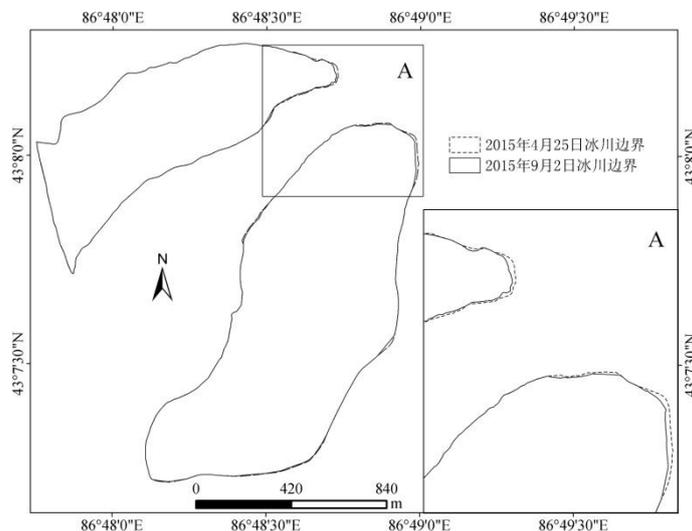


图 5-3 基于地面三维激光扫描技术的 1 号冰川面积变化参数提取

Fig.5-3 Glacier area change parameters extraction based on TLS

5.1.2 冰川长度变化参数提取

利用高精度点云数据生成的栅格 DEM 绘制冰川区等高线并借助于两期冰川边界数据，采用形态学细化的方法提取冰川中流线长度来获取末端长度变化^[113]，

结果显示整个夏季 1 号冰川东支长度变化为 9.15 m，西支长度变化为 5.29 m。为验证地面三维激光扫描数据提取冰川边界的可靠性，通过钢卷尺野外实测测量的冰川的末端长度平均变化值为：东支 9.36 m，西支 5.24 m。地面三维激光扫描获取的冰川东、西支末端变化参数与实测值相差分别为 2% 和 0.9%，考虑到测量时段的有差异以及人为观测误差，可以看出两种测量方法获取的冰川末端长度上基本吻合，表明地面三维激光以其高精度在冰川测绘中具有独特的优势，可以代替传统冰川测绘方法的不足，保证了上一节中冰川面积参数提取的准确性。

5.2 冰川物质平衡计算

5.2.1 精度分析与评估

为获取冰面高程变化参数，首先对栅格 DEM 的精度进行评价。根据数据采集原理，两次测量都是在固定的基准站上进行（图 3-6），并严格按照工程测量规范执行，同时内业数据处理制定了严格的规范标准（图 5-1），因此两期 DEM 数据之间不存在空间匹配误差和空间分辨率误差。栅格 DEM 数据的精度取决于野外 GPS-RTK 的采集精度（水平精度达 ± 1 cm，垂直精度达 ± 2 cm）和扫描仪本身的数据采集精度（Riegl VZ-6000 扫描精度达 ± 1 cm），根据冰川测绘的要求，这些误差基本可以忽略不计，为了保持数据的真实性，本研究引入 ± 3 cm 作为高程数据的垂直误差。

5.2.2 乌河 1 号冰川夏季冰面高程变化特征

栅格 DEM 数据在 ArcGIS 10.1 中通过空间差值获取 1 号冰川冰面高程变化参数（图 5-4），2015 年夏季 1 号冰川冰面高程变化值为 -1.21 ± 0.03 m。图 5-4 中可以看出，整个夏季 1 号冰川西支几乎全部处于消融状态，东支冰川在粒雪盆部分有大量的积累，特别南边山脊线附近，西支地形陡峭，冰川运动速度大，加快了冰川物质向消融区迁移，东支地形坡度平缓，冰川粒雪盆部分朝北，接收太阳光照时间短，有利于物质存储。同时根据栅格 DEM 高程变化结果提取冰川东、西支主流线上的冰面高程变化值（图 5-5），图中的距离表示冰川主流线上各点到冰川末端的距离，可以看出冰面高程变化值随海拔高度的升高而增大，即冰川消融量随海拔的升高而减小。在冰川末端区域，东、西支的消融速率随海拔升高迅速增大；在冰川中部，东、西支的消融速率随海拔升高而减缓。

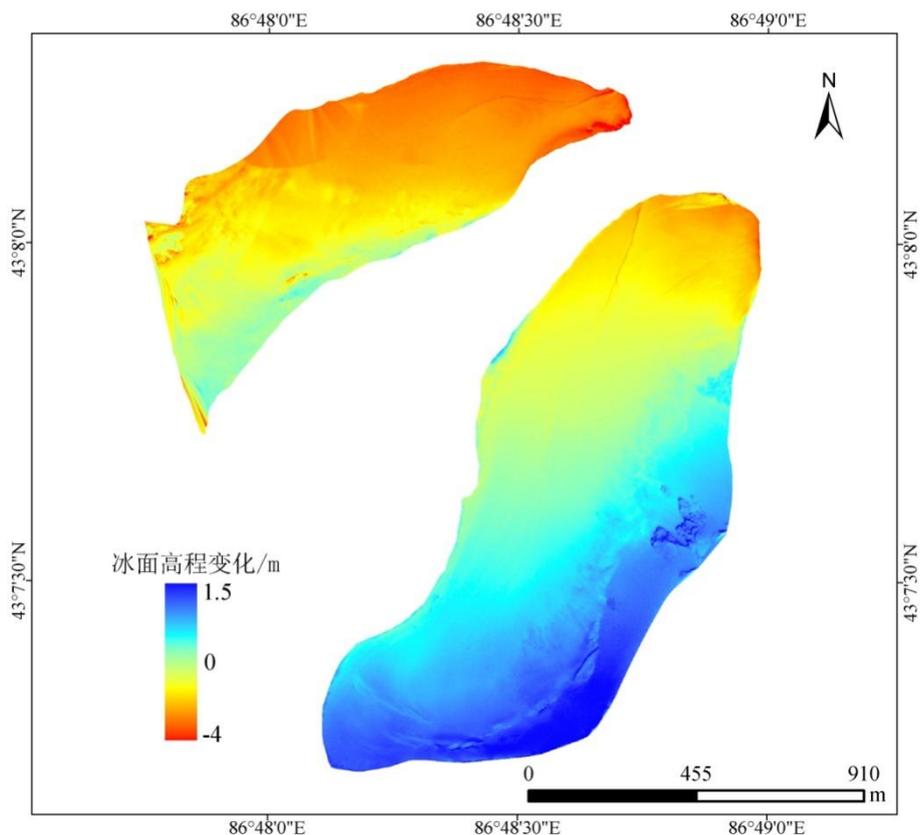


图 5-4 乌鲁木齐河源 1 号冰川夏季冰面高程变化示意图

Fig.5-4 Changes of Urumqi Glacier No.1 surface elevation

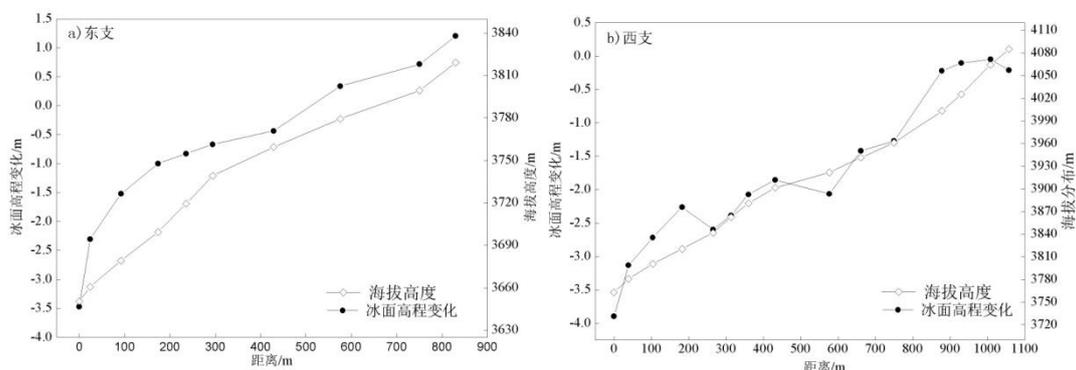


图 5-5 乌鲁木齐河源 1 号冰川夏季冰面高程随海拔分布的变化

Fig.5-5 Changes of Urumqi Glacier No.1 surface elevation with altitude

5.2.3 冰川物质平衡评估及验证

根据大地测量法冰川物质计算原理(式 3-16), 计算得到 1 号冰川 2015 年夏季物质平衡 -1.028 ± 0.03 m w.e., 花杆/雪坑法野外测量得到 1 号冰川夏平衡为 -1.155 m w.e., 与花杆雪坑法相比, 大地测量法的结果偏差为 8.5%, 野外实测的冰川物质亏损量较大。

从以下几方面对偏差进行分析: ①观测日期的差异性, 由于冰川区气候环境复杂多变, 在一个平衡年内冰川表面高程会出现较大波动, 如在 2015 年 8 月底

物质平衡观测中，花杆雪坑法的观测时间早于地面三维激光扫描数据获取时间，而两次观测间 1 号冰川区产生大量降雪，降雪无疑会引起冰面高程的升高，特别是冰川积累区，而三维激光扫描仪获取的是冰川表面高程，从而造成大地测量法获取冰川物质亏损量较小；②地面三维激光扫描数据获取误差，包括激光测距误差和测角误差的影响，该误差源于扫描仪和外界环境，特别是外界环境的影响，大风天气会造成扫描仪在扫描过程产生一定的微震动，而冰川区气候环境恶劣，大风天气时常发生；另外就是人为观测误差的影响，体现在地面三维激光扫描仪整平、对中过程中及仪器斜高的读数，主要是人眼的视觉误差造成；③冰川周围特殊的下垫面（大多是冻土区），特别是随着气温的升高导致冻土融化，从而使三脚架下沉，影响高程数据获取精度，这些都会使得两种方法获取的冰川物质平衡存在偏差；④冰川表层雪冰密度的取值、冰川底部消融以及冰川内部消融和冻结作用的影响，由于冰川表面雪冰密度的变化范围较大，本研究采用的是 Huss 建议的密度 $0.85 \pm 0.06 \text{ g cm}^{-3}$ 作为体积-物质转换参数，大地测量法是利用冰川体积变化来获取冰川物质平衡。

考虑到测量时段的差异性、冰川区恶劣的气候环境以及测量过程的偶然误差，两种方法获取的冰川的物质平衡偏差值在允许的范围内，表明地面三维激光扫描技术在冰川冰量变化研究中具有很高的潜力。目前，有关地面三维激光扫描技术在冰川物质平衡中的研究非常少，在国内这一方面的研究几乎是空白，本文中的研究处于探索和试验阶段。

可见野外数据获取过程至关重要，虽然本研究中野外数据采集按照工程测量标准严格执行，但测量过程中一些偶然误差亟需进一步减小。为此，在下一步的研究中，需制定更加有效的测量方案：①尽量选择晴朗无风的天气进行野外观测；三维激光扫描和花杆雪坑物质平衡观测同步进行；②斜高可采取多次测量求平均；架设仪器的三角架尽可能地埋深以保证扫描过程仪器稳定；③冰川表面高程在一个物质平衡年内有较大的波动，因此地面三维激光获取数据时应确保消融期末数据的质量和精度；④内业数据处理的规范化，优化数据空洞区的填补方案。

5.3 本章小结

本章基于地面三维激光扫描技术构建了山地冰川冰川物质平衡计算流程，提

取了1号冰川面积变化参数、末端长度退缩参数、冰面高程变化参数和冰川夏季物质平衡,得到2015年4月冰川面积为 1.56 km^2 ,2015年9月冰川面积为 1.55 km^2 ;整个夏季1号冰川东支长度变化为 9.15 m ,西支长度变化为 5.29 m ,夏季1号冰川冰面高程变化值为 $-1.16\pm 0.03\text{ m}$,折合成冰川物质平衡为 $-1.028\pm 0.03\text{ m w.e.}$ 。研究中结合野外实测资料对冰川末端长度退缩参数、冰川夏季物质平衡进行验证。结果表明:通过卷尺测量获取的冰川末端长度变化与本研究的提取结果接近,花杆/雪坑法野外测量得到的冰川物质平衡与本研究得到的冰川物质平衡在误差范围内,论证了地面三维激光扫描数据以其高分辨率和高精度能够完全满足冰川测绘的要求;同时分析了地面三维激光扫描技术数据获取过程中的各种误差,提出来地面三维激光扫描技术野外作业的优化方案。

第六章 结论与展望

6.1 主要结论

本研究根据大地测量法冰川物质平衡计算原理，分别构建了基于机载三维激光扫描数据和地面三维激光扫描数据的冰川物质平衡计算流程，并对冰川物质平衡计算结果进行了分析、对比和验证。主要结论如下，

1、利用 LiDAR 点云数据和 SRTM DEM 计算了十一冰川近十年的物质平衡，具体包括：

(1) LiDAR 点云数据的预处理，主要处理步骤有：点云数据滤波、空间插值生成栅格 DEM。本文采用不规则三角网滤波算法对点云数据进行滤波处理获取地面点，该算法能够避免地形平坦时数据的冗余，又能按地形特征点表示数字高程特征；采用自然邻域插值法进行空间插值获取葫芦沟流域 2012 年栅格 DEM，该 DEM 的空间分辨率为 1 m，垂直精度达 2 cm，能够很好的表达冰川区地貌特征。

(2) 为了对两期 DEM 数据间的空间匹配误差和空间分辨率差异引起的高程误差进行纠正，先将两期 DEM 进行重采样，使其具有相同的空间分辨率；其次选择非冰川区作为感兴区，提取两期 DEM 数据间的高程差值、坡度、坡向、地形最大曲率，采用统计学的方法对两期 DEM 数据间的误差进行纠正，结果表明统计学的方法简单实用，经过纠正后 DEM 数据间的标准差和高程残差分别降低为 18.1 和 0.79，可用于冰川物质平衡评估。

(3) 基于大地测量法物质平衡计算原理，计算十一冰川 2000~2012 年的物质平衡，并采用 DEM 相对精度对物质平衡的计算误差进行评估，近十年十一冰川的冰面高程变化为 -7.47 ± 0.92 m，变化率为 -0.62 ± 0.08 m a⁻¹，年均物质平衡为 -0.53 ± 0.07 m w.e.，累计物质亏损 -6.35 ± 0.78 m w.e.，折合水当量约为 $(330.4 \pm 40.8) \times 10^4$ m³，表明近十年十一冰川处于物质亏损状态。

(4) 利用十一冰川 2010~2014 年实测物质平衡数据，结合祁连山其他典型监测冰川的物质平衡资料与大地测量法物质平衡计算结果对比、分析和验证，论证了本文研究结果的可靠性，表明机载三维激光扫描数据在冰川物质平衡研究中具有很大的发展前景。

2、首次尝试利用多期地面三维激光扫描数据计算冰川物质平衡,并以乌鲁木齐河源1号冰川为例,建立了基于地面三维激光扫描数据获取冰川物质平衡的技术流程,

(1) 首先是地面三维激光扫描仪获取冰川区点云数据的野外操作规范化:通过在1号冰川区布设4个固定的扫描基准点,为冰川变化监测提供保障。

(2) 地面三维激光扫描数据处理流程的建立:一是利用野外通过GPS-RTK技术获取的扫描基准点的三维坐标数据,对扫描获取的4站点云数据进行坐标系转换,经过坐标系转换后,点云数据处于大地坐标系,方便进行配准;二是基于ICP算法在坐标系转换的基础上对4站数据进行配准,配准过后4站数据完全拼接在一起;三是点云数据融合、滤波和抽稀,融合是使4站数据合并为一个图层,滤波是剔除非地面点,抽稀使点云数据的分布变得稀疏和均匀,便于计算机的处理,经过以上处理获取完整的冰川表面点云数据。

(3) 在上述处理的基础上,采用自然邻域插值法得到冰川区栅格DEM,基于高分辨率的DEM数据和点云数据得到2015年4月份1号冰川面积为 1.56 km^2 ,9月份冰川面积为 1.55 km^2 ,整个夏季1号冰川东、西支末端退缩距离分别为9.15 m和5.29 m,与野外实际测量的末端退缩结果相比,东支和西支的偏差分别为2%和0.9%,表明地面三维激光扫描数据具有很高的精度。

(4) 两期DEM差值得到1号冰川夏季冰面高程平均变化值为 $-1.21\pm 0.03\text{ m}$,冰川物质平衡为 $-1.028\pm 0.03\text{ m w.e.}$,花杆/雪坑法观测得到1号冰川夏平衡为 -1.155 m w.e. ,两者相差8.5%。考虑到测量时的各种误差及冰川物质平衡的年内波动性,这一验证结果表明地面三维激光扫描数据以其高精度在获取冰川物质平衡上具有很高的可靠性。

6.2 不足与展望

本文借助于最先进的测绘技术—三维激光扫描技术,研究了祁连山黑河流域十一冰川和天山乌鲁木齐河源1号冰川的物质平衡,虽然三维激光扫描数据以其高精度在冰川物质变化监测中具有绝对优势,但存在一些问题需要更深入的研究:

(1) 受资料限制,葫芦沟流域仅有一期高分辨率和高精度的LiDAR点云数

据，早期 DEM 数据产品少，且精度低，近些年来三维激光扫描技术的普及和发展，可以弥补冰川测绘方面的缺陷，未来研究中应注意保持测量的连续性。大地测量法虽在时空尺度上具有绝对的优势，但野外验证工作较为困难，本文中虽涉及到实测物质平衡资料，但时间系列较短，难以很好地与大地测量法结果进行对比，今后应注意野外观测资料的连续性。

(2) 对于地面三维激光扫描技术应用于冰川物质平衡研究中目前还处于探索阶段，通过与野外实测物质平衡数据作对比，可以发现地面三维激光扫描技术在野外作业过程亟需进一步规范化，应注意数据获取的周期，确保野外数据采集的质量，与此同时应注意不同测量方式获取的冰川物质平衡资料的交互验证。由于地面三维激光扫描技术可以节省大量的人力、物力，特别是在大型冰川测绘具有独特的优势，今后研究中，除了对定位监测冰川进行持续扫描外，可以加强对传统物质平衡监测困难的冰川实施监测，将传统物质平衡监测方法与地面三维激光扫描技术结合起来，提高物质平衡的测量精度。

(3) 虽然机载三维激光扫描技术获取的地貌特征数据质量高，但数据获取成本高，今后研究可以对典型冰川作用流域和大型冰川分布密集区进行重点扫描，加强资料间的交互验证。与机载三维激光扫描技术相比，地面三维激光扫描仪数据获取成本低，能够节省大量人力，但扫描范围有限，在后续研究中，应确保野外数据采集的质量，保证资料的连续性。

参考文献

- [1] IPCC. Climate change 2013: The Physical Science Basis[R] Report of working group I of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.
- [2] 李忠勤, 李开明, 王林.新疆冰川近期变化对水资源的影响研究[J].第四纪研究, 2010, 30(1): 96-106.
- [3] 中国气象局气候变化中心. 中国气候变化监测公报[R].2014, 3-13.
- [4] 施雅风. 2050 年前气候变暖冰川萎缩对水资源影响情景预估[J]. 冰川冻土, 2001, 23(4):333-341.
- [5] 谢自楚, 王欣, 康尔泗,等. 中国冰川径流的评估及其未来 50 a 变化趋势预测[J]. 冰川冻土, 2006, 28(4):457-466.
- [6] 姚治君, 段瑞, 董晓辉,等. 青藏高原冰湖研究进展及趋势[J]. 地理科学进展, 2010, 29(1):10-14.
- [7] Cazenave A, Dominh K, Guinehut S, et al. Sea level budget over 2003–2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo[J]. *Global & Planetary Change*, 2009, 65(s 1–2):83-88.
- [8] 任贾文, 叶柏生, 丁永建,等. 中国冰冻圈变化对海平面上升潜在贡献的初步估计[J]. 科学通报, 2011(14):1084-1087.
- [9] 施雅风.简明中国冰川目录[M].上海:上海科学普及出版社,2005: 25-32.
- [10] 周建民, 李震, 李新武. C-band 和 L-band 雷达干涉数据西部冰川区域相干性对比分析[J] 国土资源遥感, 2009(2):9-13.
- [11] 康尔泗, 程国栋, 董增川.中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流[M].北京:科学出版社, 2002:1-8.
- [12] 施雅风, 张祥松.气候变化对西北干旱区地表水资源的影响和未来趋势[J]. 中国科学, 1995(9):968-977.
- [13] K M Cuffey, W S Paterson. *The Physics of Glaciers (Fourth Edition)* [M].London : Pergamon Press,1981:64-68.
- [14] Kaser G, Fountain A, Jansson P. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers[J]. *Technical Documents in Hydrology*, 2003(59):21-26.
- [15] Zemp M, Hoelzle M, Haeberli W. Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network[J]. *Annals of Glaciology*, 2009, 50(50):101-111.
- [16] Colgan W, Rajaram H, Abdalati W, et al. Glacier Crevasses: Observations, Models and Mass Balance Implications[J]. *Reviews of Geophysics*, 2016.
- [17] Donghui Shangguan, Shiyin Liu, Yongjian Ding, *et al.* Glacier changes during the last forty years in the Tarim Interior River basin, northwest China[J].*Progress in Natural Science*,2009,19(6):727-732.
- [18] MB Dyurgerov. Reanalysis of glacier changes: from the IGY to the IPY,1960-2008[M].*Data of Glaciological Studies*, 2010,108: 1-116.
- [19] Zemp M, Woerden J V. *Global glacier changes: facts and figures*[M].World Glacier Monitoring Service, 2008.
- [20] 李忠勤, 沈永平, 王飞腾,等. 冰川消融对气候变化的响应——以乌鲁木齐河源 1 号冰川为例[J]. 冰川冻土, 2007, 29(3): 333-342.

- [21] Hagg W J, Braun L N, Uvarov V N, et al. A comparison of three methods of mass-balance determination in the Tuyuksu glacier region, Tien Shan, Central Asia[C]// Conference: International Conference of the IEEE Engineering in Medicine & Biology Society IEEE Engineering in Medicine & Biology Society Conference. Conf Proc IEEE Eng Med Biol Soc, 2013:4334-4337.
- [22] Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas[J]. *Journal of Hydrology*, 2003,282(1):104-115.
- [23] Hock R. Glacier Melt: A Review of Processes and Their Modelling[J]. *Progress in Physical Geography*, 2002, 27(3):362-391.
- [24] 李忠勤.天山乌鲁木齐河源 1 号冰川近期研究与应用[M].北京:气象出版社, 2011.12-14.
- [25] Bamber J L, Rivera A. A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination[J]. *Global and Planetary Change*, 2007, 59(1-4):138-148.
- [26] Zemp M, Thibert E, Huss M, et al. Reanalysing glacier mass balance measurement series[J].*Cryosphere*, 2013, 7(4):1227-1245.
- [27] Cogley J G. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis[J]. *Annals of Glaciology*, 2009, 50(50):96-100.
- [28] Pope A, Rees W, Fox A, et al. Open Access Data in Polar and Cryospheric Remote Sensing[J]. *Remote Sensing*, 2014, 6(7):6183-6220.
- [29] Beedle M J, Menounos B, Wheate R D. Comparing glaciological, photogrammetric, and RTK GPS measurements of annual glacier mass balance[J]. *American Geophysical Union*, 2012.
- [30] Kääb A. Photogrammetric reconstruction of glacier mass balance using a kinematic ice-flow model: a 20 year time series on Grubengletscher, Swiss Alps[J]. *Annals of Glaciology*, 1999, 31(1):45-52.
- [31] Beedle M J, Menounos B, Wheate R D. Comparing glaciological, photogrammetric, and RTK GPS measurements of annual glacier mass balance[J]. *American Geophysical Union*, 2012.
- [32] Shum C, Duan J, Guo J, et al. Asian High Mountain Glacier Mass Balance Estimate[C]// AGU Fall Meeting. AGU Fall Meeting Abstracts, 2012.
- [33] Velicogna I, Rignot E J, Van d B M R, et al. Using GRACE and other independent observations to generate extended ice sheet mass balance records and bridge future data gaps[C]// AGU Fall Meeting. AGU Fall Meeting Abstracts, 2011.
- [34] Yu J, Liu H, Jezek K C, et al. Analysis of velocity field, mass balance, and basal melt of the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system by incorporating Radarsat SAR interferometry and ICESat laser altimetry measurements[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2010, 115(B11):226-234.
- [35] Hubbard A, Willis I, Sharp M, et al. Glacier mass-balance determination by remote sensing and high-resolution modelling[J]. *Journal of Glaciology*, 2000, 46(154):491-498.
- [36] Wang P, Li Z, Li H, et al. Comparison of glaciological and geodetic mass balance at Urumqi Glacier No. 1, Tian Shan, Central Asia[J]. *Global and Planetary Change*, 2014, 114(469):14-22.
- [37] Shangguan D, Liu S, Ding Y, et al. Changes in the elevation and extent of two glaciers along the Yanglonghe river, Qilian Shan, China[J]. *Journal of Glaciology*, 2010, 56(196): 309-317.
- [38] Zhang Y, Liu S, Shangguan D, et al. Thinning and shrinkage of Laohugou No. 12 glacier in the Western Qilian Mountains, China, from 1957 to 2007[J]. *Journal of Mountain Science*, 2012, 9(3):343-350.

- [39] 马凌龙, 田立德, 蒲健辰, 等. 喜马拉雅山中段抗物热冰川的面积和冰储量变化[J]. 科学通报, 2010(18):1766-1774.
- [40] Strelin J, Iturraspe R. Recent evolution and mass balance of Cordón Martial glaciers, Cordillera Fuegoina Oriental[J]. *Global & Planetary Change*, 2007, 59(1-4):17-26.
- [41] Andreassen L M, Oerlemans J. MODELLING LONG-TERM SUMMER AND WINTER BALANCES AND THE CLIMATE SENSITIVITY OF STORBREEN, NORWAY[J]. *Geografiska Annaler*, 2009, 91(4):233-251.
- [42] 宗继彪, 叶庆华, 田立德. 基于 ICESat/GLAS, SRTM DEM 和 GPS 观测青藏高原纳木那尼冰面高程变化(2000~2010 年)[J]. 科学通报, 2014(21):2108-2118.
- [43] Wu H, Wang N, Jiang X, et al. Variations in water level and glacier mass balance in Nam Co lake, Nyainqentanglha range, Tibetan Plateau, based on ICESat data for 2003-09[J]. *Annals of Glaciology*, 2014, 55(55):239-247.
- [44] Wu H, Wang N, Guo Z, et al. Regional glacier mass loss estimated by ICESat-GLAS data and SRTM digital elevation model in the West Kunlun Mountains, Tibetan Plateau, 2003-2009[J]. *Journal of Applied Remote Sensing*, 2014, 8(1): 083515-083515.
- [45] Shangguan D H, Bolch T, Ding Y J, et al. Mass changes of Southern and Northern Inylchek Glacier, Central Tian Shan, Kyrgyzstan, during ~1975 and 2007 derived from remote sensing data[J]. *Cryosphere*, 2015, 9(2):703-717.
- [46] 翟宁, 王泽民, 鄂栋臣. 基于 GRACE 反演南极物质平衡的研究[J]. 极地研究, 2009, 21(1):43-47.
- [47] 杨元德, 鄂栋臣, 晁定波. 卫星重力用于南极冰盖物质消融评估[J]. 极地研究, 2009, 21(2):109-115.
- [48] Pieczonka T, Bolch T, Wei J, et al. Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2013, 130(4):233-244.
- [49] Bolch T, Buchroithner M, Pieczonka T, et al. Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data[J]. *Journal of Glaciology*, 2008, 54(187):592-600(9).
- [50] Berthier E, Toutin T. SPOT5-HRS digital elevation models and the monitoring of glacier elevation changes in North-West Canada and South-East Alaska[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2008, 112(5):2443-2454.
- [51] Anandakrishnan S, Luthra T. Feasibility study on the use of ICESat laser altimetry data for the study of Himalyan mountain glacier mass balance.[C]// AGU Fall Meeting. AGU Fall Meeting Abstracts, 2007.
- [52] Kropáček J, Neckel N, Bauder A. Estimation of Mass Balance of the Grosser Aletschgletscher, Swiss Alps, from ICESat Laser Altimetry Data and Digital Elevation Models[J]. *Remote Sensing*, 2014, 6(6):5614-5632.
- [53] Baumann S, Menzel A, Seitz F. Estimating glacier mass changes by GRACE satellite gravimetry in the Pamir and Tien-Shan mountains[J]. *Egu General Assembly*, 2012, 14:268.
- [54] Dorsi S W, Nerem R S, Chambers D P. GRACE Estimate of Mountain Glacier Contribution to Global Sea Level[C]// AGU Fall Meeting. AGU Fall Meeting Abstracts, 2008.
- [55] 董秀军. 三维激光扫描技术及其工程应用研究[D]. 成都理工大学, 2007.
- [56] 刘旭春, 丁延辉. 三维激光扫描技术在古建筑保护中的应用[J]. 测绘工程, 2006, 15(1):48-49.

- [57] 刘文龙, 赵小平. 基于三维激光扫描技术在滑坡监测中的应用研究[J]. 金属矿山, 2009(2):131-133.
- [58] 陈炳乾, 邓喀中, 范洪冬. 联合 InSAR 与三维激光扫描技术监测矿区大梯度形变[J]. 测绘通报, 2014.
- [59] Bauer A, Paar G, Kaufmann V. Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring[J]. 2003.
- [60] Avian M, Bauer A. First Results on Monitorin Glacier Dynamics with the Aid of Terrestrial Laser Scanning on Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria)[M]. na, 2006.
- [61] Geist T, Statter J. First results on airborne laser scanning technology as a tool for the quantification of glacier mass balance[C]//Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space. 2002, 9.
- [62] Fischer A. Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale[J]. Cryosphere Discussions, 2010, 5(1):107-124.
- [63] Rieg L, Galos S, Klug C, et al. Comparison of ablation stake measurements and Airborne Laser Scanning results[C]// EGU General Assembly Conference. EGU General Assembly Conference Abstracts, 2014.
- [64] 丁永建, 叶佰生, 刘时银. 祁连山中部地区 40 a 来气候变化及其对径流的影响[J]. 冰川冻土, 2000, 22(3):193-199.
- [65] 王璞玉, 李忠勤, 高闻宇,等. 气候变化背景下近 50 年来黑河流域冰川资源变化特征分析[J]. 资源科学, 2011, 33(3):399-407.
- [66] Chen R S, Song Y X, Kang E S, et al. A Cryosphere-Hydrology Observation System in a Small Alpine Watershed in the Qilian Mountains of China and Its Meteorological Gradient[J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2014, 46(2): 505-523.
- [67] 胡汝骥. 中国天山自然地理[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 2004:
- [68] 李忠勤, 韩添丁, 井哲帆,等. 乌鲁木齐河源区气候变化和 1 号冰川 40a 观测事实[J]. 冰川冻土, 2003, 25(2):117-123.
- [69] 陈建明, 刘潮海, 金明燮. 重复航空摄影测量方法在乌鲁木齐河流域冰川变化监测中的应用[J]. 冰川冻土, 1996(4):331-336.
- [70] 李忠勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川近期研究与应用[M]. 北京: 气象出版社, 2011:1-33, 82-109.
- [71] 天山冰川站. 天山冰川站年报, 1-20 卷[R]. 兰州: 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1980-1998.
- [72] Wehr A, Lohr U. Airborne laser scanning—an introduction and overview[J]. Isprs Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, 1999, 54(s 2–3):68-82.
- [73] 李树楷. 遥感时空信息技术及应用[M]. 武汉: 武汉大学出版社, 2005.
- [74] 赖东旭. 机载激光雷达基础原理与应用[M]. 北京: 电子工业出版社, 2010:101-114, 168-173.
- [75] 李新, 刘绍民, 马明国,等. 黑河流域生态—水文过程综合遥感观测联合试验总体设计[J]. 地球科学进展, 2012, 27(5):481-498.
- [76] 余海坤, 李鹏, 吕水生,等. ALS70 机载激光扫描系统在基础测绘中的应用[J]. 测绘通报, 2011(8):88-89.
- [77] 张会霞. 三维激光扫描点云数据组织与可视化研究[D]. 中国矿业大学(北京), 2010.
- [78] 姚红兵, 李忠勤, 王璞玉,等. 近 50a 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川变化分析[J]. 干旱区研究, 2015, 32(3).
- [79] Van Zyl J J. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote

- sensing of topography [J]. *Acta Astronautica*, 2001, 48(5): 559-565.
- [80] Berthier E, Arnaud Y, Vincent C, et al. Biases of SRTM in high - mountain areas: Implications for the monitoring of glacier volume changes[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(8).
- [81] 殷国伟, 张汉德, 范学玮,等. 机载三维激光成像系统点云数据滤波与地面点提取算法研究[J]. *遥感信息*, 2010(2):79-82.
- [82] 周晓明. 机载激光雷达点云数据滤波算法的研究与应用[D]. 解放军信息工程大学, 2011.
- [83] Axelsson P. DEM Generation from Laser Scanner Data Using adaptive TIN Models[A]. *International Archives of photogrammetry*. 2000, XXXIII (1): 110-117.
- [84] 王琦, 季民, 曹品廉,等. 矿山开采沉陷预计空间插值方法分析研究[J]. *北京测绘*, 2014(5):1-8.
- [85] 马立广. 地面三维激光扫描测量技术研究[D]. 武汉大学, 2005.
- [86] Besl P J, McKay N D. Method for registration of 3-D shapes[C]// *Robotics - DL tentative*. International Society for Optics and Photonics, 1992:239-256.
- [87] 谢自楚, 刘朝海. 冰川学导论[M]. 上海: 上海科学普及出版社, 2010: 85-98.
- [88] 杨惠安, 李忠勤, 叶佰生,等. 过去 44 年乌鲁木齐河源一号冰川物质平衡结果及其过程研究[J]. *干旱区地理*, 2005, 28(1):76-80.
- [89] Thibert E, Blanc R, Vincent C, et al. Instruments and Methods Glaciological and volumetric mass-balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps[J]. *Journal of Glaciology*, 2008, 54(186):522-532.
- [90] Tennant C, Menounos B, Ainslie B, et al. Comparison of modeled and geodetically-derived glacier mass balance for Tiedemann and Klinaklini glaciers, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada[J]. *Global & Planetary Change*, 2012, s 82-83(1):74-85.
- [91] Zemp M, Thibert E, Huss M, et al. Uncertainties and re-analysis of glacier mass balance measurements[J]. *Cryosphere Discussions*, 2013, 7(2):789-839.
- [92] Paul F. Calculation of glacier elevation changes with SRTM: is there an elevation-dependent bias?[J]. *Journal of Glaciology*, 2008, 54(188):945-946.
- [93] Nuth C, A. Kääb. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change[J]. *Cryosphere*, 2011, 5(1):271-290.
- [94] Schiefer E, Menounos B, Wheate R. Recent volume loss of British Columbian glaciers, Canada[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(16).
- [95] Gardelle J, Berthier E, Arnaud Y. Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from DEM differencing[J]. *Journal of Glaciology*, 2012, 58(208): 419-422.
- [96] Zemp M, Jansson P, Holmlund P, et al. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaci ren, Sweden (1959-99) – Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balances[J]. *Cryosphere*, 2010, 4(3):345-357.
- [97] Huss M. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change[J]. *The Cryosphere*, 2013, 7(3): 877-887.
- [98] Bolch T, Buchroithner M, Pieczonka T, et al. Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data[J]. *Journal of Glaciology*, 2008, 54(187):592-600(9).
- [99] Bolch T, Pieczonka T, Benn D I. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area

- (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery[J]. *Cryosphere*, 2011, 5(2):349-358.
- [100]王宁练, 贺建桥, 蒲健辰, 等. 近 50 年来祁连山七一冰川平衡线高度变化研究[J]. *科学通报*, 2010 (32): 3107-3115.
- [101]秦大河. *冰冻圈科学辞典*[M]. 北京: 气象出版社, 2014:120-121.
- [102]张国飞, 李忠勤, 王文彬, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 1959-2009 年物质平衡变化过程及特征研究[J]. *冰川冻土*, 2012, 34(6): 1301-1309.
- [103]许君利, 张世强, 上官冬辉. 30a 来长江源区冰川变化遥感监测[J]. *干旱区研究*, 2013, 30(5):919-926.
- [104]Bolch T. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data[J]. *Global and Planetary Change*, 2007, 56(1): 1-12.
- [105]Sidjak R W. Glacier mapping of the Illecillewaet icefield, British Columbia, Canada, using Landsat TM and digital elevation data[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1999, 20(2): 273-284.
- [106]祝合勇, 杨太保, 田洪阵. 1973-2010 年阿尔金山冰川变化[J]. *地理研究*, 2013, 32(8): 1430-1438.
- [107]Racoviteanu A, Williams M W. Decision tree and texture analysis for mapping debris-covered glaciers in the Kangchenjunga area, Eastern Himalaya[J]. *Remote Sensing*, 2012, 4(10): 3078-3109.
- [108]怀保娟, 李忠勤, 孙美平, 等. 多种遥感分类方法提取冰川边界探讨——以喀纳斯河源地区为例[J]. *干旱区研究*, 2013, 30(2): 372-377.
- [109]Koblet T, I. G?rtner, Roer, Zemp M, et al. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaci ren, Sweden (1959-99) – Part 1: Determination of length, area, and volume changes[J]. *Cryosphere*, 2010, 4(3):333-343.
- [110]王宁练, 贺建桥, 蒲健辰, 等. 近 50 年来祁连山七一冰川平衡线高度变化研究[J]. *科学通报*, 2010 (32): 3107-3115.
- [111]蒲健辰, 姚檀栋, 段克勤. 祁连山七一冰川物质平衡的最新观测结果[J]. *冰川冻土*, 2005, 27(2): 199-204.
- [112]王盛, 蒲健辰, 王宁练. 祁连山七一冰川物质平衡及其对气候变化的敏感性研究[J]. *冰川冻土*, 2011, 33(6): 1214-1221.
- [113]Gonzalez R C, Woods R E. *数字图像处理*[M]第二版. 阮秋琦, 阮宇智译. 北京: 电子工业出版社, 2007:427-431.

个人简介

1、主要学习经历

2009年9月-2013年7月：河南理工大学测绘与国土信息工程学院，攻读学士学位；

2013年9月-2014年7月：中国科学院大学资源与环境学院，研究生基础课程学习；

2014年9月-2016年7月：中国科学院寒区旱区环境与工程研究所，攻读硕士学位。

2、项目参与情况

- 1) 项目：冰冻圈变化及其影响研究，第一课题：山地冰川动力过程、机理与模拟
来源：科技部超级973

参与情况：主要从事天山、祁连山、阿尔泰山定位观测冰川运动速度、地面三维激光雷达扫描、物质平衡的野外数据采集与室内数据分析、处理工作

- 2) 项目：近期西昆仑山冰川运动变化及其诱发区域地质次生灾害机理及风险评估
来源：新疆维吾尔自治区发展与改革委员会

参与情况：主要从事克拉亚依拉克冰川跃动期间冰川运动速度及形态变化特征方面的研究工作

- 3) 项目：冰冻圈变化的关键过程研究，第一课题：山地冰川加速消融的机理与模拟研究

来源：中科院重点部署项目

参与情况：参与天山、祁连山、阿尔泰山定位观测冰川运动速度、物质平衡的野外观测

- 4) 项目：黑河流域生态-水文过程集成研究

来源：国家自然科学基金

参与情况：参与黑河流域十一冰川运动速度观测工作、参与十一冰川、八一冰川物质平衡观测

3、获奖情况：

2013-2014 学年 中国科学院大学“三好学生”

4、野外参与情况：

1) 2013年7-8月在天山乌鲁木齐河源1号冰川学习冰川常规野外观测方法

2) 2014年8月1日-8日进行天山托木尔峰青冰滩72号冰川物质平衡观测工作

3) 2014年8月12日-24日参与祁连山黑河流域十一冰川消融期小物质平衡观测工作

- 4) 2014年8月28日-9月4日负责天山乌鲁木齐河源1号冰川运动速度和末端变化观测工作（GPS-RTK 差分动态观测）
- 5) 2015年4月24日-5月2日参与山乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡观测、负责冰川运动速度和末端变化观测、负责1号冰川地面三维激光扫描及内业数据处理工作
- 6) 2015年5月28日-6月7日负责新疆萨吾尔山木斯岛冰川地面三维激光雷达扫描及内业数据处理工作
- 7) 2015年6月20日-6月27日负责祁连山中段七一冰川、十一冰川运动速度观测工作
- 8) 2015年8月10-20日负责西昆仑山公格尔九别峰地区克拉亚伊拉克冰川的地面三维激光扫描及运动速度观测工作
- 9) 2015年8月27日-9月4日负责天山乌鲁木齐河源1号冰川的运动速度、末端变化、地面三维激光扫描工作
- 10) 2015年10月4日-10日负责喀喇昆仑山公格尔九别峰地区克拉亚伊拉克冰川的地面三维激光扫描及运动速度观测工作

5、论文投稿情况

- 1) **徐春海**，王飞腾，李忠勤.1972-2013 新疆玛纳斯河流域冰川变化[J].干旱区研究，2016，33(3): 628-635.
- 2) 蒙彦聪，李忠勤，**徐春海**.中国西部冰川小冰期以来的变化—以天山乌鲁木齐河源1号冰川为例，干旱区地理.（2016年第三期）
- 3) **徐春海**，李忠勤，王飞腾. 基于LiDAR数据的祁连山黑河流域十一冰川物质平衡估算，自然资源学报，投稿中.

致谢

光阴似箭，转眼间我的研究生学习生活即将结束，值此论文即将完成之际，谨向那些给予我帮助和指导的师长、同学、朋友和亲人表达我最深切的谢意！是你们在我感到怯懦无助时，给予我战胜困难的勇气；是你们在我迷茫时，帮我点亮指引我前进方向的灯塔，感谢你们对我的鞭策与鼓励！

首先感谢我的导师王飞腾副研究员。读研期间，王老师无论是在学习上、还是生活上都给予了极大的帮助和支持，在论文开题、中期、撰写的过程中，王老师总是不厌其烦给予为我解答疑惑，为我指明方向。记得自己在第一次小论文时，老师是逐字逐句地帮我批改，使我的撰写论文的能力得到了很大提高，老师严谨的治学态度、精益求精的工作作风永远激励着我。在日常生活中，老师和蔼可亲、平易近人，记得大家一块出野外时，老总是能够给大伙无微不至的关怀照顾，让大家野外注意安全，从而大家都能开心地把活干完；当我对生活刚到迷茫时，老师总是不耐其烦的教导我，给予我生活的勇气和信心。在此，向老师致以崇高的敬意和由衷的感谢！

同时，还要特别感谢李忠勤研究员，感谢李老师为我提供优质的科研平台，使我得到了很大的提升，老师对科研的认真严谨态度永远值得我学习。在学习上，您总是尽职尽责的为我解答疑惑，为我指明了科研的方向，在您教导下，这三年我学会了很多知识；生活中，李老师温文尔雅、平易近人，每次出野外时老师总是叮嘱我们一定注意安全，在您的教导下，我也学会了很多野外技能和专业技能。老师高尚的人格魅力、对科研一丝不苟的态度将永远激励着我，再次向李老师表示由衷的谢意！愿老师身体健康、工作顺利！

感谢冰冻圈科学国家重点实验室的秦大河院士、任贾文研究员、丁永建研究员、康世昌研究员、何元庆研究员、陈拓研究员、秦翔研究员以及兰州大学的夏敦胜教授，西北师范大学的张明军教授等，感谢你们在我论文开题和中期报告中给予我的意见和建议；感谢实验室秘书刘景寿老师在学习和生活上的帮助；在此还要特别感谢河南理工大学测绘与国土信息工程学院郝成元教授、于海洋副教授，感谢你们在日常生活学习中给予我的帮助，特别感谢于海洋老师，感谢您在激光点云数据处理中给予我的帮助。

感谢同门师兄弟给予我的关心和帮助，特别感谢李慧林、王林、王璞玉、王晓艳、怀保娟、辛慧娟等师姐在论文写作和学习上的帮助，王文彬、金爽和周平等师兄在站上和野外中给予关心和照顾。感谢张晓宇、张昕、张慧、车彦军、岳晓英、张艳阁、姚红兵、宋梦媛、刘铸、何则、陈物华、张鹏、蒙彦聪、陈丽萍、叶万花、何海迪等师姐、师兄、师弟、师妹在日常生活中给予我的关心和照顾！

感谢研究生部的蔡英老师、刘蔚老师、刘晓东老师、陈辉老师在日常生活和学习中给予的帮助。

感谢我的舍友谢志鹏、马威、田志伟、谢聪慧、陈金雷、葛骏等在生活和学习上的帮助。

特别感谢刘铸硕士、张昕博士、张慧博士、车彦军博士、姚红兵硕士、张鹏硕士、陈物华硕士等在野外中给予的帮助，使论文开展的工作得以顺利进行。

感谢养育我的父母及亲人，父母的激励、包容与关爱都是我前进的动力，每一份成绩的取得都离不开你们在背后默默的支持。

2016年4月 兰州